

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**

**FACULTAD DE GEOGRAFÍA E HISTORIA**  
**Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física**



**EL IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LOS  
GLACIARES DEL COMPLEJO VOLCÁNICO  
NEVADO COROPUNA, (CORDILLERA  
OCCIDENTAL DE LOS ANDES CENTRALES).**

**MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR**  
**PRESENTADA POR**

**José Úbeda Palenque**

Bajo la dirección del doctor

Davis Palacios Estremera

**Madrid, 2011**

**ISBN: 978-84-694-2060-7**

**© José Úbeda Palenque, 2010**



# **EL IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LOS GLACIARES DEL COMPLEJO VOLCÁNICO NEVADO COROPUNA (CORDILLERA OCCIDENTAL DE LOS ANDES CENTRALES)**

**Memoria de Tesis Doctoral de Jose Úbeda Palenque**

**Octubre de 2010**



**Universidad Complutense de Madrid (España)**

**Facultad de Geografía e Historia**

**Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física**

**Director del trabajo de investigación: Dr. David Palacios Estremera**





*Lo que aprendiste en el valle de nada te servirá en la montaña*



## **AGRADECIMIENTOS**

El trabajo de investigación que se presenta en esta memoria se desarrolló entre 2004 y 2009 en el sector de la cordillera occidental de los Andes Centrales comprendido dentro del Departamento de Arequipa, en el Sur del Perú. Durante ese periodo se realizaron cinco campañas con una duración total de 17 meses, cuya ejecución no habría sido posible sin la cooperación de diferentes instituciones peruanas: el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico de Perú (INGEMMET), el Instituto Geofísico de Perú (IGP) y la Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos de Huaraz (UGRH), que hasta 2008 dependía del Instituto Nacional de Recursos Naturales (INRENA) y desde entonces forma parte de la Autoridad Nacional del Agua (ANA).

Las campañas de trabajo de campo, el trabajo en el laboratorio de Geografía Física ‘Jesús Muñoz’, de la Facultad de Geografía e Historia de la Universidad Complutense, y los análisis isotópicos encargados a laboratorios externos para el establecimiento de cronologías absolutas fueron financiados por una Beca para la Formación de Personal Investigador del Ministerio de Ciencia e Innovación del Gobierno de España (referencia BES-2005/6751) y tres proyectos del Plan Nacional de I+D+I (referencias REN2003-06388, CGL2006/1983 y CGL2009-7334).

Juan Carlos Gómez (IGP) y Víctor Montesinos, del Observatorio Vulcanológico de Arequipa, dependiente de la misma institución, nos acompañaron en nuestro primer reconocimiento de los estratovolcanes y los valles que cortan el altiplano, en las campañas de 2004 y 2005. Orlando Macedo, director del observatorio, tuvo siempre una disposición excelente para que ese trabajo pudiera realizarse. Porfirio Huaco, compañero de Juan Carlos Gómez en la sede del IGP en Lima, me animó a conocer la localidad de Viraco y convertirla en nuestra base de operaciones al SE del Nevado Coropuna. Comparto con su mujer y sus hijos un grato recuerdo de Porfirio y se que habría disfrutado mucho leyendo esta memoria.

José Macharé y Víctor Carlotto, directores geo-científicos del INGEMMET, y Lionel Fidel, director de la Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico de esa institución, me proporcionaron el apoyo necesario para la realización de sendas estancias de 6 y 3 meses de duración en el Grupo de Vulcanología de Arequipa, en 2007 y 2008. Los miembros de ese grupo Jersy Mariño, Luisa Macedo, Lourdes Cacya, Domingo Ramos, Yanet Yantayhua y Pablo Masías me hicieron sentir parte integrante de su equipo, facilitando con su total colaboración que las estancias fuesen sumamente provechosas.

Aldrin Contreras, de la sede del INRENA en Lima, y Marco Zapata, Nelson Santillán y Rosario Jasumi García (UGRH), realizaron diligentemente los trámites que me permitieron llevar a cabo dos estancias en su institución, con una duración de dos semanas en 2008 y dos meses en 2009. Gracias a ellos tuve la oportunidad de conocer algunos glaciares de la Cordillera Blanca e intercambiar métodos y técnicas de trabajo con Jesús Gómez, Alejo Cochachín y Lucas Torres, del Área de Glaciología, y Giovana Egas, Karina Ccopa, Edwin Loarte, Jessica Ibarra, Daniel Colonia y Judith Torres, del Área de Inventario de Glaciares y Lagunas. Atilio Maguiña, Juan Charqui y Sixto Cruzate también contribuyeron decisivamente para que esas estancias fuesen muy productivas y dejaran un grato recuerdo en mi memoria.

Además deseo destacar el importante papel desempeñado por La Casa de Tintín, nuestra base de operaciones en la ciudad de Arequipa, donde Ana Alvarado, Ana y Javier Salinas, Lali Peralta, Mili Texi, Silvana Meza, Rosita Cosi y Jose Sifuentes también pusieron su granito de arena para que esta investigación pudiese realizarse.

En este apartado también merecen un recuerdo especial aquellos con quienes compartí las ascensiones realizadas en diferentes montañas de los Andes Centrales en las campañas de trabajo de campo de 2004, 2005, 2006, 2007 y 2008:

#### **Campaña de trabajo de campo de 2004:**

Acompañado por David Palacios, director de este trabajo y el Grupo de Investigación en Geografía Física de Áreas de Montaña de la Universidad Complutense de Madrid (UCM), Douglas Burbank y Brian Clarke (Departamento de Geological Sciences de la Universidad de California, Santa Barbara, Estados Unidos), Robert Anderson (Byrd Polar Research Center de la Universidad del Estado de Ohio, Estados Unidos) y Juan Carlos Gómez y Víctor Montesinos (IGP) realicé la primera campaña de reconocimiento en el departamento de Arequipa en julio y agosto de 2004.

Posteriormente participé en una prospección arqueológica el Circo de Ancachita, cerca de la localidad de Chivay, con Nicolas Tripceovich (Universidad de Berkeley, California, Estados Unidos), y Saúl Morales y Alex Mackay, que formaban parte de su equipo. Con Nico, Saúl y Alex compartí mi primera experiencia acampando varios días a 5000 m de altitud.

La campaña de ese año finalizó con las primeras ascensiones para instalar termómetros en los volcanes Misti y Chachani, en las que participé con David Palacios (UCM) y Juan Carlos Gómez, Víctor Montesinos y Fermín Chipchapaza (IGP).

#### **Campaña de trabajo de campo de 2005:**

En octubre y noviembre de 2005 realizamos diferentes trabajos de reconocimiento del valle de los Volcanes y el Cañón del Cotahuasi, recogimos muestras para obtener dataciones absolutas de formas de origen glaciar en las quebradas del Nevado Coropuna e instalamos termómetros en los volcanes Misti y Chachani. En esas actividades tuve la oportunidad de trabajar con Juan Carlos Gómez y Víctor Montesinos (IGP) y David Palacios y Jesús Alcalá (UCM).

#### **Campaña de trabajo de campo de 2006:**

Durante los meses de octubre y noviembre de 2006 se realizó otra campaña para extraer muestras para efectuar dataciones absolutas de las fases glaciales en los complejos volcánicos Nevado Coropuna y Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca. En ese trabajo colaboraron Elvis Roque, Liliana Torres y Jenny Yuamiled, de la Facultad de Geología, Geofísica y Minas de la Universidad Nacional San Agustín de Arequipa (UNSA), Waldo y Jesús López, arrieros de Viraco, y Viterbo Taya, conductor de la empresa Génesis-Auto.

Más adelante Vicentina Cruz, Lourdes Cacya, Domingo Ramos, Jersy Mariño y Pablo Masías (INGEMMET), Edu Taipe (IGP), Elvis Roque y Liliana Torres (UNSA), y Jesús Alcalá (UCM) me acompañaron en sendas ascensiones al Misti y el Chachani, para sustituir los termómetros instalados en esos volcanes en campañas anteriores.

#### **Campaña de trabajo de campo de 2007:**

En julio y agosto de 2007 se desarrollaron varios trabajos de reconocimiento del cañón del Colca, el Valle de los Volcanes y el complejo volcánico Chachani, en las que participé con Lourdes Cacya, Jersy Mariño y Pablo Masías (INGEMMET), José Juan Zamorano, del Instituto de Geografía de la Universidad Autónoma de México (UNAM) y Jesús Alcalá, David Palacios y Nuria de Andrés (UCM).

En septiembre del mismo año Pablo Masías (INGEMMET), Jaime Fernández, de la Liga Andinista de Arequipa (LAA), y David Palacios (UCM) me acompañaron en la primera campaña de colocación de termómetros en la vertiente Norte del Nevado Coropuna.

En octubre tuve la oportunidad de ascender al Huayna Potosí para comparar las diferencias que presentan los glaciares en la Cordillera Real de Bolivia, notablemente más húmeda, con respecto a las masas de hielo del Nevado Coropuna. Me siento muy afortunado por haber compartido esa ascensión con Adele Kuentz y sus amigos de La Paz (Bolivia). A continuación realicé una campaña de reconocimiento de la vertiente Sur del Nevado Coropuna junto con mi compañero del grupo XIV Pablo Sanjuanbenito, nuestro amigo Hernest Flores, el antropólogo Rodolfo Talavera y Teodomiro Rosas, arriero de la localidad de Viraco.

En el mes de noviembre se renovaron los termómetros instalados en los volcanes Chachani y Misti, con la colaboración de Pablo Masías (INGEMMET), Jaime Fernández (LAA) y Hernest Flores. Además realizamos la primera campaña de monitoreo de los glaciares de la cabecera de la quebrada Tuailqui, en el sector SO del Nevado Coropuna, en la que participé junto con Tomas Quispe, de la Asociación Especializada en Desarrollo Sostenible de Arequipa (AEDES), y Alejo Cochachín, Lucas Torres, Willy Pariamachi y Justiniano Santiago (UGRH).

En esos trabajos también fue fundamental la participación de Andrés Soto, conductor de Génesis-Auto.

### **Campaña de trabajo de campo de 2008:**

En septiembre de 2008 se realizaron varias campañas de recogida de muestras para obtener dataciones absolutas de las fases de avance y retroceso de los glaciares de las vertientes septentrional y meridional del complejo volcánico Nevado Coropuna, en las que volví a contar con la inestimable colaboración de Andrés Soto de Manuel. En esa campaña también me ayudaron Gonzalo Sanjuanbenito y Marta Huerta, compañeros del grupo de Guías de Espeleología y Montaña (GEM), del que también formo parte. Con Gonzalo y Marta compartí durante la primera quincena del mes de octubre mi primera visita a la sede de la UGRH de Huaraz, en la que realizamos un reconocimiento preliminar de algunos glaciares de la Cordillera Blanca y los valles que canalizaron sus fases de expansión durante el Último Máximo Glacial Regional. En octubre y noviembre regresé al Nevado Coropuna con Gonzalo Sanjuanbenito (GEM) y Andrés Soto de Manuel. Completamos la recogida de las muestras para determinar las cronologías absolutas de las fases de expansión y retracción de los glaciares del complejo volcánico y renovamos los termómetros de la vertiente Norte, con la colaboración de Pablo Masías (INGEMMET). Además instalamos por primera vez las estaciones en las que se encuentran los sensores del flanco meridional, con la ayuda de Rodolfo Talavera y Teodomiro Rosas.

A continuación, con Gonzalo Sanjuanbenito (GEM), Pablo Masías y Domingo Ramos (INGEMMET), realizamos la primera campaña de monitoreo geoquímico y sísmico del Nevado Coropuna, que espero encuentre continuidad en el futuro. Posteriormente participé con Gonzalo Sanjuanbenito en la segunda campaña de monitoreo de los glaciares de la cabecera de la quebrada Tuailqui, acompañando a Tomas Quispe (AEDES) y Alejo Cochachín, Lucas Torres, Willy Pariamachi y Justiniano Santiago (UGRH).

En 2008 también se realizaron sendas campañas para renovar los termómetros de los volcanes Chachani y Misti. En esas ascensiones me acompañaron Yanet Yantayhua, Pablo Masías y Rosario Paxi (INGEMMET), y Gonzalo Sanjuanbenito y Marta Huerta (GEM).



Además deseo expresar mi agradecimiento a los profesores de la Facultad de Geografía e Historia de la Universidad Complutense de Madrid, sin cuyas enseñanzas no habría podido comprender las sociedades y territorios de las regiones de Perú y Bolivia que he tenido la oportunidad de descubrir.

Sin olvidar la contribución del resto citaré expresamente a mis maestros del área de Geografía Física, que me transmitieron los conocimientos que se han reflejado directamente en este trabajo de investigación: Antonio Guerra, Pilar García, María Eugenia Pérez, Julia Yagüe, Javier de Marcos y muy especialmente Casildo Ferreras, Julio Muñoz y David Palacios. Por otra parte Javier Gutiérrez Puebla y Juan Carlos García Palomares, del Departamento de Geografía Humana, me iniciaron en la utilización de los Sistemas de Información Geográfica, y Luis Miguel Tanarro y Nuria de Andrés de Pablo contribuyeron a completar mi formación en esas técnicas, que he empleado como instrumento para georreferenciar las bases geográficas y los datos recogidos en el trabajo de campo y realizar en el laboratorio las cartografías y operaciones de análisis.

Ramón Ortiz, del Museo Nacional de Ciencias Naturales, Joan Martí, del Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, Marino Marini, del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Florencia (Italia) y Roberto Carniel, de la Facultad de Ingeniería de la Universidad de Údine (Italia), impartieron las asignaturas del XIX Curso Internacional de Vulcanología y Geofísica Volcánica, organizado en Tenerife y Lanzarote por el Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC). Gracias a esos profesores pude completar mi formación en esas materias y entender la dinámica volcánica regional de los Andes Centrales.

A mis compañeros del grupo Guías de Espeleología y Montaña (GEM), Paloma de la Peña, Ignacio Chapa, Gonzalo Sanjuanbenito, Rosa Rodríguez, Krzysztof Wandrasz, Diana Núñez, Samuel Bautista, José Latova, Luis María de Palacio, Mateo Lanzuela, Yaiza Smohe, Ana Aguilar y Silvia Martínez quiero agradecer que continuasen desarrollando el proyecto que desde hace años estamos construyendo entre todos, mientras yo tenía que dedicar gran parte de mi tiempo a realizar este trabajo de investigación. A su manera Colino Polo y Gerardo Vega, del Departamento de Prehistoria de la Universidad Complutense de Madrid, e Inmaculada Rus, de la Dirección General de Patrimonio de la Comunidad de Madrid, también contribuyeron a conseguir que por fin se protegiese la Cueva del Reguerillo (Patones-Madrid). Con ese objetivo empecé mis los estudios de Geografía que finalmente me llevaron a trabajar en los Andes Centrales.

Dada la complejidad del trabajo de investigación, la lista de agradecimientos es necesariamente extensa, y seguramente cometa el imperdonable error de olvidar a personas sin cuya participación no habría podido culminar este proyecto. Espero que sepan disculparme y no me lo tengan en cuenta.

Lorenzo Vázquez (UNAM) y Jesús Alcalá (UCM) realizaron una parte de las estimaciones preliminares de las dataciones absolutas de las fases glaciales y volcánicas que se van a presentar en esta memoria.

Con Ingrid Chino (AEDES) y Juan Carlos Montero, de la agencia alemana de cooperación para el desarrollo (GTZ), intercambie datos climáticos e imágenes de satélite de la región del Nevado Coropuna, al igual que con Marie Forget y Adele Kuentz, que también realizaron sus trabajos en el Nevado Coropuna bajo la dirección de Jean Claude Thouret, del Laboratoire 'Magmas et Volcans' de la Université Blaise-Pascal Clermont II (Clermont Ferrand, Francia). Durante una estancia realizada en ese centro Jean Claude me animó a decidirme a investigar en el complejo volcánico, a pesar de su elevada altitud y difícil accesibilidad.



Zenón Paulli, alcalde de Viraco, y Vicente Cárcamo, alcalde de Pampacolca, localidades que se encuentran al SE y SO del Nevado Coropuna, y muchos de sus habitantes nos apoyaron decisivamente para la realización de las campañas de trabajo de campo alquilándonos las acémilas con las que realizan las actividades agrícolas de las que depende su subsistencia.

Ana María Zúñiga, tía de Porfirio Huaco y Rodolfo Talavera, nacida en León (España) y emigrada hace ya muchas décadas a Viraco, me ayudó a ganarme la confianza de los habitantes de esa localidad. En la población de Salamanca, al Oeste del complejo volcánico, disfrutamos muchas veces de la hospitalidad de mis comadres Nelly Jorge y Jenny Yuamiled, de mi compadre Andrés Soto de Manuel, de mis ahijadas Kenya y Michelle, y de Antonio Median, Goya de Manuel y René Soto.

Tampoco puedo dejar de citar a Henry Osmaston, quien dedicó la mayor parte de su vida a investigar los glaciares tropicales y tuvo la deferencia de atenderme con gran amabilidad. Aunque nuestra relación se desarrolló exclusivamente a través del correo electrónico y desgraciadamente no pude llegar a conocerle personalmente, sin sus consejos y explicaciones no habría podido afrontar el análisis de la evolución de las masas de hielo del Nevado Coropuna.

A mi amiga Marta Camarena debo agradecer su constante apoyo durante la elaboración de esta memoria. Sin duda su infinita paciencia y acertadas observaciones fueron decisivas para poder terminar este trabajo, al igual que los sabios consejos de Ramón de la Fuente y el eficaz repaso final que realizó Julio Muñoz (UCM).

Mi reconocimiento también tiene que incluir necesariamente a Jhasmine Tamata, Anita Alvarado y Raúl Núñez, quienes me acompañaron en los momentos más difíciles, al igual que Jose Juan Zamorano y David Palacios, Nuria de Andrés y sus hijos, María y David. Lo mismo hicieron en la distancia mis amigos Paloma y Eduardo de la Peña y Gonzalo y Pablo Sanjuanbenito, mis primos David Espinós y Elita Gómez-Acebo, y mis tías Chiqui y Cristina Palenque.

En la realización de este trabajo también han tenido mucho que ver mis tíos Claudio, Anselmo y Gloria Mataix, y mis abuelos Emilio Palenque y Teresa Mataix (Ma y Mo), que desde siempre me apoyaron y procuraron sembrar en mi interior el deseo de conocer y descubrir el mundo, inquietud que creció y se desarrolló gracias al estímulo del grupo XIV.

Conscientemente he dejado para el final a mis hermanos, Ignacio, Jaime, Guillermo y Eduardo Úbeda, y a nuestra querida madre Teresa Palenque, con quienes he tenido la inmensa fortuna de compartir una vida maravillosa. En el momento de presentar esta Tesis Doctoral tendremos un recuerdo muy especial para nuestro padre Josemari y para Ma. Aunque no podrán asistir a su defensa, al menos en la forma que siempre pensé que lo harían, fui muy dichoso disfrutando de la felicidad que sintieron porque su hijo y nieto estaba dedicándose a su vocación más temprana. Cuando asciendo a las elevadas montañas de los Andes cubiertas de masas de hielo me siento más cerca que nunca de todos ellos, a quienes esta dedicado este trabajo.



**Trabajo de investigación financiado por:**

**Ministerio de Ciencia e Innovación · Plan Nacional de I+D+I**  
Proyectos REN2003-06388, CGL2006/1983 y CGL2009-7334  
Beca para la Formación de Personal Investigador BES-2005/6751

**Universidad Complutense de Madrid**  
Grupo de Investigación en Geografía Física de Alta Montaña  
BSCH/UCM 931562

**Entidades colaboradoras:**

**Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú**  
Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico  
Grupo de Vulcanología (Arequipa-Perú)

**Autoridad Nacional del Agua**  
Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos (Huaraz-Perú)

**Instituto Geofísico del Perú**  
Observatorio de Vulcanología (Arequipa-Perú)

**Guías de Espeleología y Montaña** (Torremocha del Jarama, Madrid-España)



## **CONTENIDOS**

<b>CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN</b>	<b>19</b>
<b>1.1. Presentación del área de estudio</b>	<b>21</b>
<b>1.2. Justificación de la investigación</b>	<b>26</b>
- Reserva hídrica estratégica	26
- Escenario de riesgo	28
- Geoindicadores del cambio climático	30
<b>1.3. Hipótesis de la investigación</b>	<b>32</b>
<b>1.4. Objetivos y estructura de la investigación</b>	<b>34</b>
<b>CAPÍTULO 2: CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LA REGIÓN DEL COMPLEJO VOLCÁNICO NEVADO COROPUNA</b>	<b>37</b>
<b>2.1. Introducción</b>	<b>39</b>
<b>2.2. Objetivos</b>	<b>40</b>
<b>2.3. Metodología</b>	<b>40</b>
2.3.1. Metodología para identificar, interpretar y describir las causas y efectos de los factores que controlan el modelado del relieve	41
2.3.1.a) Métodos de análisis de los factores tectónicos y volcánicos	41
2.3.1.b) Métodos de análisis de los factores climáticos	42
- Descripción del clima regional	42
- Metodología para definir los pisos bioclimáticos	42
2.3.3. Metodología para definir pisos morfoclimáticos	43
2.3.4. Metodología para elaborar la cartografía geomorfológica	43
<b>2.4. Resultados</b>	<b>44</b>
2.4.1. Factores que controlan el modelado del relieve	44
2.4.1.a) Factores tectónicos	44
- El proceso de subducción	44
- El levantamiento de la cordillera	49
· Tectónica y red de drenaje	51
· Tectónica y dinámica de laderas	58
· Tectónica y glaciación	62
- Espesor y acortamiento de la corteza continental	64
- El Altiplano andino	67
· Origen y características del Altiplano	67
· Altiplano y glaciaciones	68

2.4.1.b) Factores volcánicos.....	73
- Distribución del vulcanismo neógeno de los Andes Centrales.....	73
- Formación del magma: fusión parcial.....	76
- Características del magma.....	77
- Intrusión magmática.....	78
- Diferenciación magmática.....	79
- Causas de las erupciones volcánicas.....	80
- Naturaleza del vulcanismo de la región del Nevado Coropuna.....	82
· Contexto estructural del vulcanismo de la región del Nevado Coropuna.....	82
· Características generales del vulcanismo explosivo.....	84
· Criterios de clasificación de las erupciones volcánicas.....	86
· Erupciones strombolianas.....	87
· Erupciones vulcanianas.....	93
· Erupciones peleanas.....	97
· Erupciones plinianas.....	98
Flujos piroclásticos.....	99
Piroclastos de caída.....	99
Erupciones que generan calderas gigantes.....	102
- Vulcanismo y glaciación.....	110
· Los edificios volcánicos y el área de distribución de los glaciares.....	110
· La actividad volcánica y la formación de lahares.....	111
· Las coladas de lava y el registro geomorfológico de la evolución glaciár...	114
2.4.1.c) Factores climáticos.....	118
- Contexto geográfico.....	118
· La temperatura de la superficie del mar y el anticiclón del Pacífico suroriental.....	118
· Los regímenes anuales de la Zona de Convergencia Inter-Tropical y las invasiones de las depresiones del frente polar antártico.....	120
· El área fuente de la precipitación y el sentido de su degradación orográfica.....	121
· El fenómeno ENSO (El Niño-Oscilación del Sur).....	122

- Características del clima de los Andes Centrales.....	124
· El contraste termopluviométrico entre ambas vertientes de la cordillera.....	124
· La reducción de la temperatura desde la costa hacia las cumbres de la cordillera.....	127
· El descenso de la precipitación desde el altiplano hacia la costa.....	128
· La tendencia de la aridez a incrementarse hacia el Sur y hacia el Oeste de los Andes Centrales.....	129
2.4.1.d) Definición cualitativa de dominios y pisos bioclimáticos.....	132
- Dominios bioclimáticos.....	132
- Pisos bioclimáticos.....	132
· Piso bioclimático glaciar sin vegetación.....	134
· Piso bioclimático periglaciar sin vegetación.....	135
· Piso bioclimático supraforestal.....	136
· Piso bioclimático templado forestal.....	137
2.4.1.e) Definición cualitativa de pisos morfoclimáticos.....	140
- Introducción.....	140
- Características de los pisos morfoclimáticos y sus geoindicadores.....	141
- Unidades geomorfológicas presentes en varios pisos morfoclimáticos que no han sido catalogadas como geoindicadores.....	144
· Piso morfoclimático glaciar.....	146
· Piso morfoclimático periglaciar.....	150
· Piso morfoclimático templado forestal.....	155
· Piso morfoclimático semiárido.....	156
· Piso morfoclimático hiperárido.....	157
2.4.1.f) Cartografía geomorfológica del complejo volcánico Nevado Coropuna.....	159
- Basamento pre-Coropuna.....	160
· Cordillera plegada con intrusiones plutónicas.....	160
· Periodo eruptivo 1: recubrimiento piroclástico del basamento pre-Coropuna...	161
- Formas volcánicas del complejo Nevado Coropuna.....	162
· Periodo eruptivo 2: complejo Coropuna I.....	162
· Periodo eruptivo 3: complejo Coropuna II.....	163
· Periodo eruptivo 4: erupciones holocenas.....	166

- Formas glaciares.....	168
· Formas morrénicas del Último Máximo Glacial Regional.....	169
· Formas morrénicas de las fases neoglaciales.....	169
· Formas morrénicas de la Pequeña Edad del Hielo.....	170
- Formas periglaciares.....	171
- Formas hidrovolcánicas.....	172
- Tectónica e hidrotermalismo.....	173
<b>2.5. Conclusiones.....</b>	<b>178</b>
<b>CAPÍTULO 3: ANÁLISIS DE LA EVOLUCIÓN DE LOS GLACIARES.....</b>	<b>189</b>
<b>3.1. Introducción.....</b>	<b>191</b>
3.1.1. Delimitación y medida de la superficie de los glaciares.....	191
3.1.1.a) Reclasificación de imágenes de satélite.....	191
3.1.1.b) Métodos alternativos.....	193
3.1.2. Reconstrucción de las ELAs y paleoELAs.....	193
3.1.3. Elaboración de pronósticos sobre la evolución de los glaciares en el futuro.....	193
<b>3.2. Objetivos.....</b>	<b>194</b>
<b>3.3. Metodología.....</b>	<b>194</b>
3.3.1. Fase 1: delimitación de los glaciares y medida de su superficie.....	196
3.3.2. Fase 2: edición y medida de la superficie de las capas de bandas altitudinales de los glaciares.....	197
3.3.2.a) Fase 2.1: edición de la capa maestra de bandas altitudinales.....	197
3.3.2.b) Fase 2.2: edición y medida de la superficie de la capa de bandas altitudinales del glaciar.....	198
3.3.2.c) Fase 2.3: identificación de los límites superior e inferior del glaciar.....	199
3.3.3 Fase 3: reconstrucción de la altitud de la línea de equilibrio (ELA) por los métodos <i>Area x Altitude</i> (AA) y <i>Area x Altitude Balance Ratio</i> (AABR).....	200
3.3.3.a). Reconstrucción de las ELAs y paleoELAs por el método <i>Area x Altitude</i> (AA).200	
3.3.3.b). Reconstrucción de las ELAs por el método AABR.....	202
3.3.3.c). Aplicación del método AABR para la reconstrucción de las ELAs de los glaciares y paleoglaciares de los sectores NE y SE del Nevado Coropuna.....	205
1) Procedimiento de uso de la hoja de cálculo 1.....	205
2) Procedimiento de uso de la hoja de cálculo 2.....	205
3.3.4. Fase 4: elaboración de modelos espaciales de las ELAs AABR y las zonas de acumulación y ablación.....	206



3.3.4.a). Fase 4.1: elaboración del modelo espacial de la ELA.....	206
1) Construcción del TIN.....	207
2) Generación de la topografía con 1 m de equidistancia.....	207
3) Selección de las curvas de nivel con el valor de la ELA.....	208
4) Disección del segmento de las curvas de nivel con el valor de la ELA comprendido dentro de los límites del glaciar.....	208
3.3.4.b) Fase 4.2: elaboración del modelo espacial de las zonas de acumulación y ablación de los glaciares.....	209
1) Edición de las capas de líneas que representaban las zonas de acumulación y ablación.....	210
2) Edición de las capas de polígonos que representaban las zonas de acumulación y ablación.....	210
3) Unificación de las capas de polígonos que representaban las zonas de acumulación y ablación y medida de su superficie.....	211
3.3.5. Fase 5: reconstrucción de las superficies y las paleoELAs AABR de los paleoglaciares.....	212
1) Obtención de la capa ‘014 límites paleoglaciar.shp’.....	213
2) Generación de la capa ‘017 topografía del paleoglaciar.shp’.....	213
3) Construcción de la capa ‘018 topografía vertientes no glaciadas.shp’.....	213
Edición de la capa que representaba la paleotopografía del territorio (‘019 paleotopografía.shp’) y las capas de bandas altitudinales de los paleoglaciares.....	213
3.3.6. FASE 6: reconstrucción de las paleoELAs por los métodos MELM, THAR y AAR.....	216
3.3.6.a) Reconstrucción de las paleoELAs por el método MELM.....	216
- Procedimiento para aplicar el método MELM en el presente trabajo de investigación.....	217
3.3.6.b) Reconstrucción de las paleoELAs del Último Máximo Glacial Regional por el método THAR.....	218
- Procedimiento para aplicar el método THAR en el presente trabajo de investigación.....	219
3.3.6.c) Reconstrucción de las paleoELAs por el método AAR.....	220
3.3.7. FASE 7: elaboración de pronósticos de futuro.....	223
1) Definición de las tasas de deglaciación.....	223
2) Determinación del horizonte sin glaciares.....	223

<b>3.4. Resultados</b>	<b>224</b>
3.4.1. Superficies y ELAs del sistema glaciar del Nevado Coropuna	224
3.4.1.a) Delimitación y medida del sistema glaciar	225
3.4.1.b) Reconstrucción de las ELAs del sistema glaciar por el método <i>Area x Altitude</i> (AA)	228
3.4.2. Superficies y ELAs de los glaciares del sector NE del Nevado Coropuna	230
3.4.2.a) Medida de las superficies de los glaciares del sector NE	232
3.4.2.b) Reconstrucción de las ELAs de los glaciares del sector NE por el método AABR	232
3.4.2.c) Modelos espaciales de las superficies y ELAs del sector NE del sistema glaciar	235
3.4.3. Superficies y ELAs de los glaciares del sector SE del Nevado Coropuna	236
3.4.3.a) Medida de las superficies de los glaciares del sector SE	238
3.4.3.b) Reconstrucción de las ELAs de los glaciares del sector SE por el método AABR	239
3.4.3.c) Modelos espaciales de las superficies y ELAs del sector SE del sistema glaciar	243
3.4.4. Superficies y paleoELAs de los paleoglaciares del sector NE durante el Último Máximo Glacial Regional	245
3.4.4.a) Delimitación y medida de las superficies de los paleoglaciares del sector NE durante el Último Máximo Glacial Regional	246
3.4.4.b) Reconstrucción de las paleoELAs del sector NE durante el Último Máximo Glacial Regional por el método AABR	246
3.4.4.c) Modelos espaciales de las superficies y paleoELAs del sector NE del sistema glaciar durante el Último Máximo Glacial Regional	247
3.4.4.d) Reconstrucción de las paleoELAs del sector NE durante el Último Máximo Glacial Regional por el método MELM 1	248
3.4.4.e) Reconstrucción de las paleoELAs del sector NE durante el Último Máximo Glacial Regional por el método THAR	249
3.4.4.f) Reconstrucción de las paleoELAs del sector NE durante el Último Máximo Glacial Regional por el método AAR	250
3.4.5. Superficies y paleoELAs de los paleoglaciares del sector SE durante el Último Máximo Glacial Regional	250

3.4.5.a) Delimitación y medida de las superficies de los paleoglaciares del sector SE durante el Último Máximo Glacial Regional.....	252
3.4.5.b) Reconstrucción de las paleoELAs del sector SE durante el Último Máximo Glacial Regional por el método AABR.....	252
3.4.5.c) Modelos espaciales de las superficies y paleoELAs del sector SE del sistema glaciar durante el Último Máximo Glacial Regional.....	253
3.4.5.d) Reconstrucción de las paleoELAs del sector SE durante el Último Máximo Glacial Regional por el método MELM.....	254
3.4.5.e) Reconstrucción de las paleoELAs del sector SE durante el Último Máximo Glacial Regional por el método THAR.....	255
3.4.5.f) Reconstrucción de las paleoELAs del sector SE durante el Último Máximo Glacial Regional por el método AAR.....	255
3.4.6. Síntesis: resumen de los resultados de los análisis de las masas de hielo.....	256
3.4.6.a) Resumen de los resultados del análisis de las superficies.....	256
3.4.6.b) Resumen de los resultados del análisis de la evolución de las ELAs y paleoELAs.....	258
3.4.7. Pronósticos sobre la evolución de los glaciares en el futuro.....	259
3.4.7.a) Previsiones a escala del sistema glaciar.....	259
3.4.7.b) Previsiones a escala de los glaciares de los sectores NE y SE.....	260
<b>3.5. Análisis y discusión de los resultados.....</b>	<b>263</b>
3.5.1. Evolución reciente de la superficie de los glaciares del Nevado Coropuna.....	263
3.5.1.a) Trabajos anteriores sobre la superficie del sistema glaciar.....	263
- Inventario de glaciares del Perú (1988).....	264
- Mapa preliminar de amenaza volcánica del Nevado Coropuna (1988).....	265
- Estudio de la cobertura del sistema glaciar del Nevado Coropuna 1955-2003 (2004).....	267
- <i>Evaluating Digital Elevation Models for Glaciologic Applications. An example from Nevado Coropuna</i> (2007).....	274
3.5.1.b) Evolución reciente de la superficie del sistema glaciar y pronósticos sobre su desaparición.....	277
3.5.1.c) Pronósticos sobre la evolución futura de los glaciares de los sectores NE y SE basados en las tendencias de las superficies.....	278
- El caso del glaciar Buena Vista Este 4.....	280

3.5.1.d) La contribución de la superficie del sistema glaciar del Nevado Coropuna al conjunto de las masas de hielo de los Andes Centrales.....	281
3.5.2. Evolución reciente de las ELAs de los glaciares del Nevado Coropuna.....	284
3.5.2.a) Consideraciones generales sobre las ELAs.....	284
3.5.2.b) Contextualización regional de las ELAs actuales del Nevado Coropuna.....	286
3.5.2.c) Pronósticos sobre la evolución futura de los glaciares de los sectores NE y SE basados en las tendencias de las ELAs.....	288
- El glaciar Queñua Ranra 2 y el hielo enterrado.....	290
3.5.4. Comparación de las previsiones sobre el futuro de los glaciares basados en las tendencias observadas en las superficies y las ELAs.....	292
1) Promedios de las diferencias entre los pronósticos basados en superficies y ELAs.....	293
2) Orden de desaparición de los glaciares.....	293
3.5.5. Superficies y paleoELAs de los paleoglaciares de los sectores NE y SE durante el Último Máximo Glacial Regional.....	294
3.5.5.a) Delimitación, dimensiones y dinámica de los paleoglaciares.....	294
- Paleoglaciares del sector NE.....	294
- Paleoglaciares del sector SE.....	298
3.5.5.b) Reconstrucción y depresión de las paleoELAs durante el Último Máximo Glacial Regional.....	302
- Comparación de los resultados obtenidos por diferentes métodos.....	302
- Contextualización regional de los resultados.....	304
- Inserción de las paleoELAs del Nevado Coropuna en un modelo regional.....	306
<b>3.6. Conclusiones.....</b>	<b>263</b>
<b>CAPÍTULO 4: EVALUACIÓN DEL IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LOS GLACIARES Y PALEOGLACIARES.....</b>	<b>313</b>
<b>4.1. Introducción.....</b>	<b>315</b>
<b>4.2. Objetivos.....</b>	<b>316</b>
<b>4.3. Metodología.....</b>	<b>316</b>
4.3.1. Fase 1: registro de las temperaturas del aire (Ta) y el suelo (Ts).....	318
4.3.1.a) Descripción de la red de estaciones.....	318
4.3.1.b) Intervalos de registro de los sensores.....	319
4.3.1.c) Características de los sensores.....	319
4.3.1.d) Medidas de protección de los sensores.....	320

4.3.1.e) Mejoras aplicadas en la red de estaciones durante la campaña de 2008.....	320
4.3.1.f) Descripción de las estaciones durante el primer periodo de observación.....	321
4.3.2. Fase 2: tratamiento estadístico de los registros de los sensores.....	326
4.3.2.a) Procedimiento para obtener las estadísticas diarias, mensuales y anuales de las temperaturas del aire y el suelo.....	326
4.3.2.b) Procedimiento para evaluar los ciclos de congelación y deshielo.....	326
4.3.2.c) Procedimiento para establecer los gradientes verticales de la temperatura del aire (GTVa) y el suelo (GTVs).....	326
4.3.2.d) Procedimiento para estimar la depresión de la temperatura en 1986 y 2007 y las paleotemperaturas durante la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional.....	327
4.3.3. Fase 3: obtención de la serie pluviométrica de referencia.....	327
4.3.4. Fase 4: construcción de modelos de la distribución altitudinal actual de las temperaturas del aire y el suelo y la precipitación.....	328
4.3.4.a) Método para elaborar los modelos de la distribución altitudinal actual de la temperatura del aire y el suelo.....	328
4.3.4.b) Método para elaborar el modelo de la distribución altitudinal actual de la precipitación.....	329
4.3.5. Fase 5: elaboración del modelo del balance de masa de los glaciares actuales.....	330
4.3.5.a) Ecuación del balance de masa.....	330
4.3.5.b) Ecuación de la ablación.....	331
4.3.5.c) Criterios para determinar el valor de los parámetros de las ecuaciones	
- Temperaturas del aire ( $T_a$ ), temperatura del suelo ( $T_s$ ) y acumulación ( $c$ ).....	332
- Duración del periodo de ablación ( $\tau_m$ ).....	332
- Calor latente de fusión ( $L_m$ ) y coeficiente de masa transferida por calor sensible ( $\alpha$ ).....	332
4.3.5.d) Hoja de cálculo programada para elaborar el modelo del balance de masa.....	333
- Descripción de la hoja de cálculo.....	333
- Procedimiento de uso de la hoja de cálculo.....	334
1) Determinación de las temperaturas y la precipitación en cada nivel altitudinal.....	334
2) Establecimiento de la duración del periodo de ablación.....	334
3) Identificación del nivel de la ELA climática.....	334
- Construcción del perfil vertical del balance de masa.....	334

4.3.6. Fase 6: elaboración de los modelos del balance de masa de los paleoglaciares durante la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional y reconstrucción de las paleotemperaturas y la paleoprecipitación en ambas fases.....	335
1) Reconstrucción de las paleotemperaturas.....	335
2) Elaboración de un modelo preliminar.....	335
3) Reconstrucción de la paleoprecipitación y elaboración del modelo definitivo.....	335
4) Realización de los gráficos de los perfiles verticales del balance de masa de los paleoglaciares.....	335
4.3.7. FASE 7: ensayo de forzamientos climáticos en el modelo del balance de masa de los glaciares actuales.....	335
1) Aumentando sucesivamente en cada ensayo el valor de las temperaturas en 0,5°C hasta que la ELA climática superó la cima del Nevado Coropuna (6377 m).....	336
2) Utilizando las variaciones observadas en las temperaturas y la precipitación con respecto a la Pequeña Edad del Hielo.....	336
<b>4.4. Resultados.....</b>	<b>337</b>
4.4.1. Regímenes de las temperaturas del aire y el suelo.....	339
4.4.1.a) Estadísticas diarias de las temperaturas del aire y el suelo.....	339
- Características de las temperaturas diarias del aire.....	339
· Temperaturas medias diarias del aire.....	339
· Temperaturas máximas diarias del aire.....	339
· Temperaturas mínimas diarias del aire.....	339
· Amplitudes térmicas diarias del aire.....	339
- Características de las temperaturas diarias del suelo.....	339
· Estación 1 (4886 m).....	341
· Estaciones 2 (5564 m) y 3 (5694 m).....	341
4.4.1.b) Estadísticas anuales de las temperaturas del aire y el suelo.....	342
· Características de las temperaturas anuales del aire.....	342
· Características de las temperaturas anuales del suelo.....	343
4.4.1.c) Estadísticas mensuales de las temperaturas del aire y el suelo.....	344
· Características de las temperaturas mensuales del aire.....	344
· Características de las temperaturas mensuales del suelo.....	345
4.4.2. Ciclos de congelación y deshielo, condiciones de congelación permanente y ausencia de la helada al aire libre y en el interior del suelo.....	347

4.4.3. Gradientes verticales de las temperaturas del aire y el suelo y paleotemperaturas durante la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional.....	350
4.4.3.a) Resultados de las estimaciones de los gradientes verticales de la temperatura del aire y el suelo y la depresión de las paleotemperaturas.....	350
4.4.3.b) Selección de las mejores estimaciones de los gradientes verticales de las temperaturas del aire y el suelo y la depresión de las paleotemperaturas.....	351
4.4.4. Serie pluviométrica de referencia.....	352
4.4.5. Modelos de distribución altitudinal actual de las temperaturas del aire y el suelo y la precipitación.....	354
4.4.6. Modelo del balance de masa de los glaciares actuales.....	359
4.4.7. Modelo del balance de masa de los paleoglaciares durante la Pequeña Edad del Hielo (PEH).....	360
4.4.8. Modelo del balance de masa de los paleoglaciares durante el Último Máximo Glacial Regional (RLGM).....	361
4.4.9. Modelos de distribución altitudinal de las paleotemperaturas del aire y el suelo y la paleoprecipitación durante la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional.....	362
4.4.10. Forzamientos del modelo del balance de masa de los glaciares actuales.....	366
- Resultados obtenidos con la estrategia 1 (forzamiento de la temperatura del aire)..	367
- Resultados obtenidos con la estrategia 2 (forzamiento de la temperatura del aire y el suelo).....	367
- Resultados obtenidos con la estrategia 3 (forzamiento de las temperaturas y la precipitación con las variaciones observadas desde la Pequeña Edad del Hielo).....	367
<b>4.5. Análisis y discusión de los resultados.....</b>	<b>368</b>
4.5.1. Análisis de los regímenes de la temperatura del aire y el suelo.....	369
4.5.1.a) La influencia de la cubierta nival en las temperaturas del aire y el suelo.....	370
4.5.1.b) La influencia de la radiación solar en la temperatura del aire.....	371
4.5.1.c) La influencia del calor geotérmico en las temperaturas del aire y el suelo....	371
4.5.2. Análisis de los ciclos de congelación y deshielo.....	378
4.5.3. Análisis de los gradientes verticales de las temperaturas del aire y el suelo.....	380
4.5.3.a) El estado del conocimiento sobre los gradientes térmicos verticales.....	380
- Introducción.....	380

- Gradientes térmicos verticales deducidos en la atmósfera libre.....	381
- Gradientes térmicos verticales basados en registros realizados por imágenes de satélite.....	382
- Gradientes térmicos verticales deducidos a nivel de la superficie.....	382
4.5.3.b) Comparación de los gradientes térmicos verticales deducidos en el Nevado Coropuna y el Misti.....	383
4.5.4. Interpretación de los modelos del balance de masa de los glaciares y los paleoglaciares.....	384
4.5.4.a) Interpretación del modelo del balance de masa de los glaciares actuales.....	385
4.5.4.b) Interpretación del modelo del balance de masa de la Pequeña Edad del Hielo.....	386
- La Pequeña Edad del Hielo en los Andes Centrales.....	386
- La cronología de los avances de los paleoglaciares.....	386
- El contexto paleoambiental de la expansión glaciaria.....	386
- La acumulación y los isótopos de oxígeno en los testigos de hielo del casquete glaciario Quelccaya.....	388
- La acumulación registrada en los testigos de hielo del Nevado Huascarán.....	389
- Los pólenes del testigo de hielo del Nevado Sajama.....	389
- Los pólenes del testigo de sedimentos de la laguna Marcacocha.....	390
- Cronologías isotópicas de la Pequeña Edad del Hielo.....	390
- Cronologías liquenométricas de la Pequeña Edad del Hielo.....	391
· La Pequeña Edad del Hielo en la Cordillera Blanca.....	391
· La Pequeña Edad del Hielo en la Cordillera Real.....	391
- Contextualización regional del modelo del balance de masa de los paleoglaciares del Nevado Coropuna durante la Pequeña Edad del Hielo.....	392
4.5.4.c) Interpretación del modelo del balance de masa de los paleoglaciares del Nevado Coropuna durante el Último Máximo Glacial Regional.....	396
- Contexto paleoclimático sugerido por el modelo.....	396
- La depresión de la paleotemperatura de la superficie del mar.....	398
· Los resultados del proyecto CLIMAP.....	398
· Enfoques alternativos al proyecto CLIMAP.....	399
- Reconstrucciones paleoclimáticas elaboradas en los continentes.....	400
- Evidencias que sugieren un contexto paleoclimático más frío y húmedo que el actual.....	404



4.5.5. El cambio climático y la evolución de los glaciares durante el siglo XXI.....	408
4.5.5.a) Interpretación de los forzamientos del modelo del balance de masa.....	408
4.5.5.b) El impacto de las previsiones sobre el calentamiento global en los glaciares del Nevado Coropuna.....	409
- Escenarios de emisión de gases de efecto invernadero.....	409
- Previsiones sobre el calentamiento global.....	410
- El impacto de las previsiones del calentamiento global en los glaciares del Nevado Coropuna.....	412
4.5.5.c) El impacto de las previsiones del calentamiento de la troposfera sobre los Andes Centrales en los glaciares del Nevado Coropuna.....	413
- Simulaciones del calentamiento del perfil vertical de la troposfera.....	413
- El impacto de las previsiones del calentamiento de la troposfera sobre la cordillera en los glaciares del Nevado Coropuna.....	417
<b>4.6. Conclusiones.....</b>	<b>418</b>
<b>CAPÍTULO 5: CRONOLOGÍAS ABSOLUTAS DEL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL REGIONAL Y LAS ERUPCIONES VOLCÁNICAS HOLOCENAS.....</b>	<b>425</b>
<b>5.1. Introducción.....</b>	<b>427</b>
<b>5.2. Objetivos.....</b>	<b>427</b>
<b>5.3. Metodología.....</b>	<b>428</b>
5.3.1. Fundamentos teóricos de las técnicas de datación cosmogénica.....	428
5.3.1.a) Conceptos elementales: nucleidos isótopos, isótopos del cloro y cosmonucleidos.....	428
5.3.1.b) Partículas subatómicas que activan la producción de cosmonucleidos.....	429
- Neutrones secundarios rápidos.....	429
- Neutrones térmicos.....	429
- Muones negativos lentos.....	429
5.3.1.c) Técnicas de datación basadas en la acumulación de cosmonucleidos.....	430
5.3.1.d) Fuentes de la radiación cósmica que recibe el planeta Tierra.....	430
5.3.1.e) Las variaciones de la radiación cósmica en el espacio.....	431
5.3.1.f) Las variaciones de la radiación cósmica en el tiempo.....	432
5.3.1.g) Determinación de las edades de exposición de las superficies de las rocas..	438
5.3.2. Procedimiento para aplicar los métodos de datación basados en la acumulación de cosmonucleidos en este trabajo de investigación.....	439

5.3.2.a) Fase I: selección de las superficies, extracción de las muestras y evaluación de los datos de campo.....	440
- Criterios de selección de las superficies.....	440
- Extracción de las muestras y evaluación de los datos de campo.....	442
5.3.2.b) Fase II: preparación de las muestras para su envío a los laboratorios externos.....	444
5.3.2.c) Fase III: determinación de la cantidad de átomos de cloro-36.....	446
5.3.2.d) Fase IV: determinación de la composición química de la roca.....	446
5.3.2.e) Fase V: estimación preliminar de las edades de exposición de las superficies.....	447
<b>5.4. Resultados.....</b>	<b>448</b>
5.4.1. Relación de las muestras y datos de campo.....	449
5.4.2. Descripción, localización y contexto geomorfológico de las superficies de las que se extrajeron las muestras.....	450
5.4.2.a) Muestras recogidas en el sector NE-I.....	454
- Última fase de expansión de los paleoglaciares del NE (muestras 1-5).....	454
- Deglaciación posterior al último máximo avance en la quebrada Queñua Ranra (muestra 18).....	456
- Colada de lava de edad holocena de la quebrada Queñua Ranra (muestra 31).....	457
5.4.2.b) Muestras recogidas en el sector NE-II.....	454
- Fases de expansión de los paleoglaciares en el interior del valle Jellojello (muestras 6-8).....	458
- Retirada de las masas de hielo del altiplano de Pampa Pucaylla (muestras 17 y 19).....	460
5.4.2.c) Muestras recogidas en el sector SE.....	461
- Última fase de expansión de los paleoglaciares del SE (muestras 9-14).....	461
- Fases de expansión de los paleoglaciares del SE anteriores al Último Máximo Glacial Regional (muestra 15).....	464
- Retirada de las masas de hielo de la quebrada Cospanja (muestras 20-24).....	464
- Colada de lava de edad holocena de la quebrada Cospanja (muestra 30).....	467
5.4.2.d) Muestras recogidas en el sector Oeste.....	468
- Última fase de expansión de los paleoglaciares de la quebrada Río Blanco (muestra 16).....	468

- Retirada de las masas de hielo de la quebrada Río Blanco (muestras 25-28).....	468
5.4.3. Resultados de los análisis realizados por los laboratorios PRIME y ACTLABS.....	471
5.4.4. Estimación preliminar de las edades de exposición a la radiación cósmica.....	472
<b>5.5. Análisis y discusión de los resultados.....</b>	<b>473</b>
5.5.1. Análisis de las edades de exposición disponibles en el estado actual de la investigación.....	474
5.5.1.a) Descripción de los procesos relacionados con la exposición de las superficies a la radiación cósmica (sector NE).....	474
5.5.1.b) Interpretación geomorfológica de las edades de exposición del sector NE...	476
- Muestra 3.....	476
- Muestra 7.....	478
- Muestras 17 y 19.....	479
- Muestra 31.....	480
5.5.1.c) Descripción de los procesos relacionados con la exposición de las superficies a la radiación cósmica (sector SE).....	480
5.5.1.d) Interpretación geomorfológica de las edades de exposición del sector SE...	481
- Muestra 15.....	482
- Muestra 11.....	482
- Muestras 20, 21 y 24.....	483
- Modelo de deglaciación de los paleoglaciares de la quebrada Cospanja.....	483
- Muestra 30.....	485
5.5.2. Análisis de las edades de exposición deducidas por Bromley et al (2009).....	486
5.5.3. Marco paleoclimático de referencia.....	488
5.5.3.a) Proxys paleoclimáticos a escala planetaria: la curva isotópica SPECMAP.....	488
5.5.3.b) <i>Proxys</i> paleoclimáticos a escala regional: paleotemperatura de la superficie del mar en las Islas Galápagos y población de plancton criófilo en el Lago Titicaca.....	491
5.5.4. Inserción de las edades de exposición en el marco paleoclimático de referencia.....	491
5.5.5. Discusión de las edades de exposición relacionadas con la expansión glaciaria.....	494
5.5.5.a) El comienzo de la última expansión glaciaria a escala global y regional.....	494
5.5.5.b) Correlaciones a escala regional de las edades de exposición.....	499
- Cordillera Blanca (9°28'S-54'S, 77°13'-28'O).....	502
- Cordillera Huayhuash (10°05'S-25'S, 76°45'-55'O).....	503

- Región de Junín (10°40'-11°00'S, 76°-77°O).....	504
- Casquete glaciar Quelccaya (13°55'S, 70°50'O).....	505
- Cordillera Real (15°45'-17° 15'S, 66°15'-68° 35'O).....	505
- Complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca-Altiplano de Pata Pampa (15°40'-57'S, 70°03'-36'O).....	508
5.5.6. Discusión de las edades de exposición relacionadas con el proceso de deglaciación.....	512
5.5.6.a) El comienzo de la deglaciación a escala global.....	512
5.5.6.b) Correlaciones regionales de las edades de exposición relacionadas con el proceso de deglaciación.....	513
<b>5.6. Conclusiones.....</b>	<b>516</b>
<b>CAPÍTULO 6: SÍNTESIS Y CONCLUSIONES FINALES.....</b>	<b>523</b>
<b>6.1. Conclusiones generales.....</b>	<b>525</b>
6.1.1. Caracterización geomorfológica de la región del Nevado Coropuna.....	526
6.1.1.a) Tectónica y vulcanismo.....	526
6.1.1.b) Contexto climático y glaciológico.....	527
6.1.2. El cambio climático durante el Último Máximo Glacial Regional.....	528
6.1.3. El cambio climático durante la Pequeña Edad del Hielo.....	530
6.1.4. El impacto del cambio climático en los glaciares actuales y las previsiones sobre su evolución durante el siglo XX.....	531
6.1.5. Cronologías de las erupciones volcánicas holocenas.....	531
<b>6.2. Perspectivas de la investigación.....</b>	<b>532</b>
<b>REFERENCIAS.....</b>	<b>516</b>
<b>ÍNDICE DE FIGURAS.....</b>	<b>549</b>

# **Capítulo 1**

## **INTRODUCCIÓN**



## 1.1. PRESENTACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El objetivo general de este trabajo de investigación ha sido evaluar el impacto del cambio climático en los glaciares del Nevado Coropuna, un complejo volcánico de los Andes Centrales que administrativamente pertenece al Departamento de Arequipa, en el Sur de Perú. En este apartado se va a realizar una descripción preliminar de la cordillera, a escala continental y regional, y otra del complejo volcánico.

La cordillera de los Andes recorre el margen occidental de Suramérica a lo largo de 7500 km, desde la Sierra Nevada de Santa Marta, junto a la costa del Mar Caribe, hasta el Cabo de Hornos, en el extremo meridional del continente.

Se trata de un orógeno que se ha levantado como consecuencia de la subducción del fondo del Océano Pacífico por debajo de la placa de Suramérica.

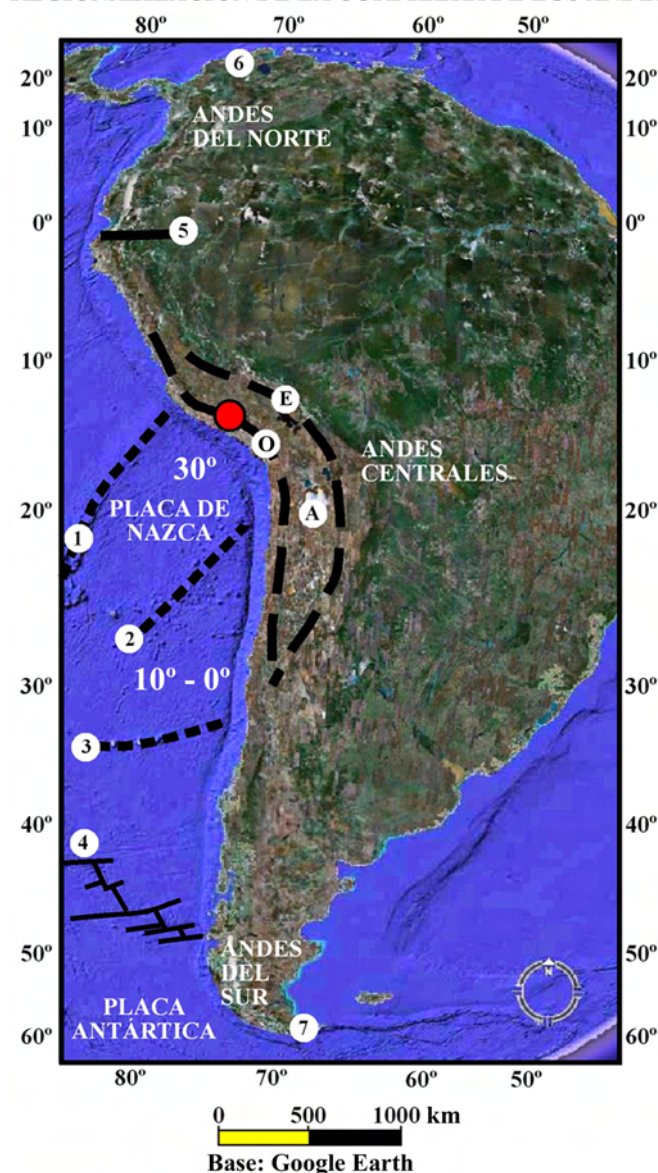
A partir de diferencias en su estructura se han diferenciado tres regiones en la cordillera: Andes del Norte, Andes Centrales y Andes del Sur (figura 1.1).

Los **Andes del Norte** se extienden desde la costa del Caribe (11°N) hasta la falla de Amotape (1°S), que se ha interpretado como una sutura de la acreción de las partes septentrional y meridional de la placa continental de Suramérica (Clapperton, 1993).

Los **Andes Centrales** están comprendidos entre la falla de Amotape y la latitud en la que la dorsal propagante de Chile subduce bajo el continente (47°S).

Desde esa posición hasta el Cabo de Hornos se encuentra la región de los **Andes del Sur**, cuyo límite meridional coincide con el de la placa de Suramérica, en la zona de fractura de Shackelton, (60°S).

REGIONALIZACIÓN DE LA CORDILLERA DE LOS ANDES



30° Ángulo de subducción (Lamb & Davis 2003)

● Localización del Nevado Coropuna

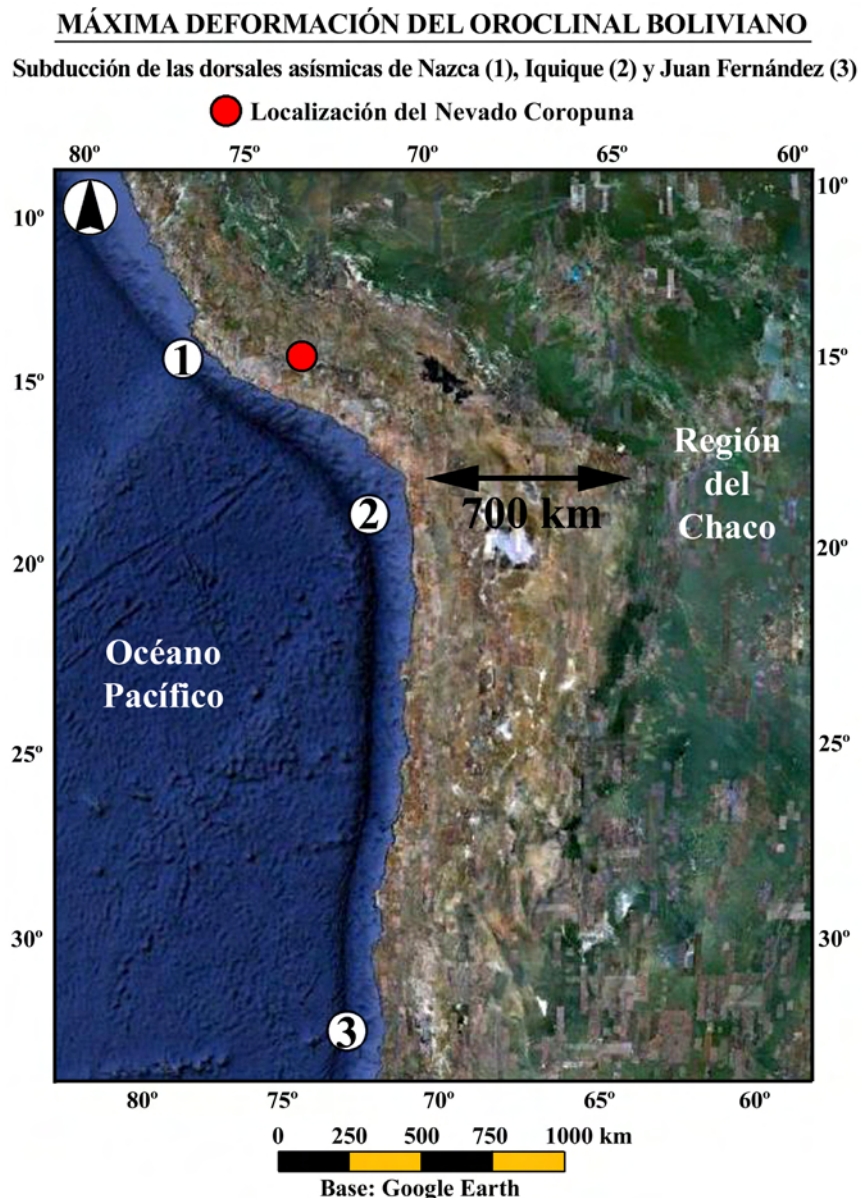
DORSALES ASÍSMICAS	OTRAS UNIDADES
1. Dorsal de Nazca	4. Dorsal propagante de Chile
2. Dorsal de Iquique	5. Falla de Amotape
3. Dorsal de Juan Fernández	6. Sierra Nevada de Santa Marta
	7. Cabo de Hornos
<b>ANDES CENTRALES (Oroclinal Boliviano)</b> O. Cordillera occidental · A. Altiplano · E. Cordillera oriental	

Figura 1.1: regionalización de la cordillera de los Andes.



Desde el extremo septentrional de los Andes del Norte hasta el límite meridional de los Andes del Sur la cordillera se divide una y otra vez en varios ramales que posteriormente vuelven a unirse. Lo mismo sucede en los Andes Centrales, donde la aparición de la meseta del altiplano entre las cordilleras occidental y oriental constituye su principal diferencia con respecto a las anteriores regiones. Con unas dimensiones de 300 x 500 km y entre 3800 y 4900 m de altitud, el altiplano andino es la segunda meseta más extensa y elevada de La Tierra. Sólo la planicie del Tíbet, al Norte de la cordillera del Himalaya, es más grande y más elevada.

La cordillera occidental, el altiplano y la cordillera oriental conforman una unidad estructural denominada Oroclinal Boliviano (Isacks, 1988), comprendida dentro del intervalo de latitud definido por la subducción de las dorsales asísmicas de Nazca (10°S) y Juan Fernández (33°S). Como consecuencia de la colisión del fondo oceánico con el continente durante decenas de millones de años el Oroclinal Boliviano se ha deformado hacia el Este, de manera que en la latitud de la subducción de la dorsal asísmica de Iquique (19°S) alcanza una anchura máxima de 700 km, entre la rampa que desciende desde la cordillera occidental hacia el Pacífico y el límite de la vertiente atlántica de los Andes orientales con la región del Chaco (figura 1.2).



**Figura 1.2:** unidades estructurales del Oroclinal Boliviano, sobre una imagen capturada en Google Earth.

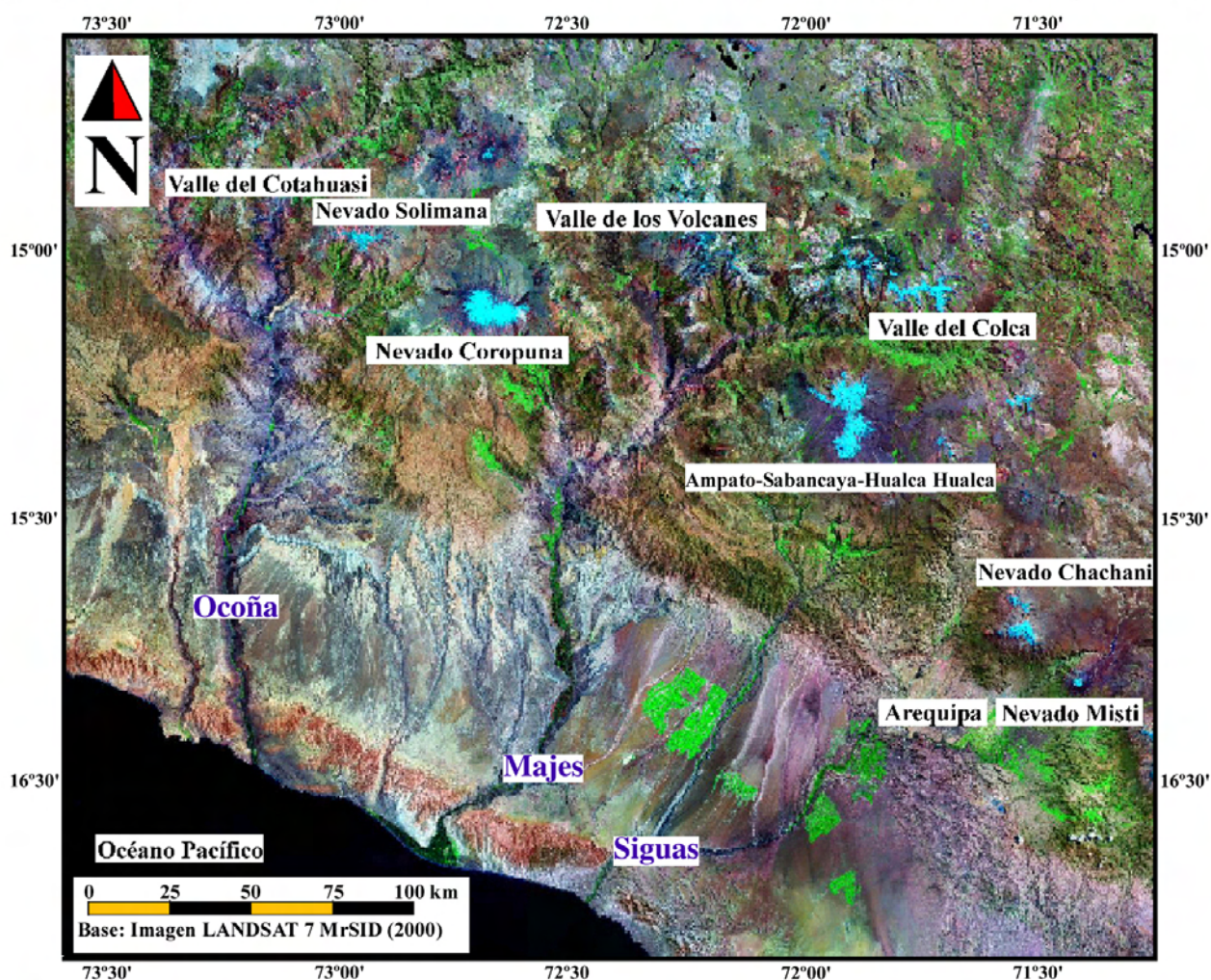


Coincidiendo con la colisión de la dorsal asísmica de Nazca con el continente y la latitud de la región del Nevado Coropuna se produce una diferenciación espacial al Norte y al Sur del paralelo 15°S. En la parte septentrional el ángulo de subducción se reduce y desaparece la actividad volcánica, pero en la parte meridional el altiplano está salpicado por una serie de estratovolcanes que forman una cadena paralela a la costa del Pacífico.

El mapa de la figura 1.3 indica la localización de los centros volcánicos cuaternarios de esa cadena que destacan por su mayor envergadura y carácter más reciente, en el intervalo de latitud entre 15°00'S y 16°30'S: el Nevado Solimana (6093 m), los complejos volcánicos Nevado Coropuna (6377 m), Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca (6288 m) y Nevado Chachani (6057 m), y el Nevado Misti (5822 m).

También se han señalado los tres colectores fluviales que drenan la vertiente del Pacífico de la cordillera occidental, los ríos Ocoña, Majes y Sigüas, sus principales valles afluentes (Cotahuasi, Valle de los Volcanes y Colca) y la posición en la que se encuentra la ciudad de Arequipa, en la base de los estratovolcanes Chachani y Misti.

#### CADENA VOLCÁNICA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL (entre 15°00'S y 16°30'S)



**Figura 1.3:** localización de los principales centros volcánicos cuaternarios de la cordillera occidental, en la región de Arequipa, al Sur de Perú.

El Nevado Coropuna está emplazado en el borde meridional del altiplano, 150 km al NO de la ciudad de Arequipa, formando parte de la divisoria de las cuencas hidrográficas de los ríos Ocoña y Majes, que han disectado la vertiente del Pacífico de los Andes Centrales generando valles que se encajan entre varios miles de metros en el altiplano y la rampa.

El complejo volcánico, que abarca una superficie de algo más de 1000 km<sup>2</sup>, está constituido por una estructura basal del Plioceno inferior parcialmente dismantelada, con forma troncocónica y altitudes comprendidas entre 4200 y 5000 m, sobre la que durante el Plioceno superior y el Pleistoceno se ha levantado un conjunto de edificios coalescentes cuyas cumbres superan los 6000 m.

En ese conjunto de edificios plio-pleistocenos se diferencian dos sectores separados por un amplio collado de entre 5900 y 6100 m de altitud. En la parte occidental están los edificios más elevados, que se alinean con dirección Norte-Sur y alcanzan respectivamente 6377 m y 6350 m, siendo la primera de esas cumbres la cota culminante del Nevado Coropuna.

En el sector oriental hay otros dos edificios, uno de ellos coronado por una depresión cratérica que culmina a 6234 m de altitud. Desde la cumbre del otro, que se encuentra a 6305 m sobre el nivel del mar, fueron emitidas las coladas de lava más recientes de todo el complejo volcánico.

En la actualidad, el área de cumbres del Nevado Coropuna está cubierta por un sistema glaciar de casi medio centenar de km<sup>2</sup>, integrado por varias decenas de aparatos que descienden por sus vertientes en todas direcciones hasta alcanzar cotas comprendidas entre 5200 y 5600 m. Se trata de la masa de hielo tropical más grande de la Tierra, superada sólo por el casquete glaciar Quelccaya (13°56'S, 70°50'O), de la cordillera oriental de los Andes Centrales, y es con diferencia la mayor de las que están emplazadas sobre volcanes.

La figura 1.4 es una vista desde el espacio del Nevado Coropuna, sobre la que se han indicado las cotas culminantes de los edificios volcánicos, cuyo área de cumbres aparece completamente cubierta por hielo y nieve.



**Figura 1.4:** fotografía del Nevado Coropuna realizada con una cámara convencional desde la estación espacial internacional. Fuente: <http://www.nasa.gov/centers/johnson/home/index.html>.



La temperatura del aire en los Andes Centrales se ha incrementado por término medio 0,1°C por década desde mediados del siglo XX, con promedios anuales inferiores al de la serie 1961-1990 sólo durante dos de los últimos veinte años (Vuille et al., 2008). Como consecuencia de esa tendencia, vinculada con el calentamiento global, la superficie de los glaciares de la cordillera se han reducido considerablemente durante el mismo periodo, como ha sucedido en otras partes de la Tierra. Las proyecciones del calentamiento de la troposfera durante las próximas décadas (Vuille et al., 2008; Bradley et al., 2004; Bradley et al., 2006) y los pronósticos sobre la evolución futura de los glaciares del Nevado Coropuna, deducidos de las variaciones observadas en 2007 con respecto a 1986 y 1955 (Úbeda et al., 2008), han sugerido que esas masas de hielo podrían haber desaparecido o estar a punto de hacerlo a finales del siglo XXI.

El área de cumbres del complejo volcánico debe haber tenido altitud suficiente para albergar glaciares al menos desde el Plioceno, de manera que los profundos cambios experimentados por el clima durante el Pleistoceno han quedado registrados en sus vertientes en forma de depósitos morrénicos y umbrales rocosos modelados por las masas de hielo. Mediante el reconocimiento de las morrenas pueden diferenciarse numerosas fases de avances y reavances de los glaciares, entre las que en este trabajo de investigación se prestará especial atención a las ocurridas durante el último máximo glacial, conocido con el acrónimo anglosajón *Last Glacial Maximum* (LGM), y la Pequeña Edad del Hielo (PEH) o *Little Ice Age* (LIA), que se han identificado en áreas de alta montaña de todo el planeta. No obstante, las cronologías del LGM presentan considerables variaciones espaciales que serán discutidas en el capítulo 5, por lo que en este trabajo se empleará la denominación Último Máximo Glacial Regional (UMGR) para hacer referencia a la manifestación de esa fase en el intervalo de latitud de la región del Nevado Coropuna (15°S-16°S).

Con esas premisas, las morrenas del complejo volcánico pueden clasificarse en cuatro grandes grupos, atendiendo a sus cronologías relativas:

- Último avance, durante la Pequeña Edad del Hielo (PEH), entre los siglos XVI y XIX.
- Reavances posteriores al Último Máximo Glacial Regional.
- Último máximo avance, en el Último Máximo Glacial Regional, entre 22 y 12 ka.
- Avances o reavances anteriores al Último Máximo Glacial Regional.

Por otra parte, en los sectores NO, NE y SE del Nevado Coropuna se han reconocido tres coladas de lava con aspecto reciente, entre 5 y 9 km de longitud y varias decenas de metros de espesor, que están completamente recubiertas por brechas y presentan los efectos de la erosión glacial exclusivamente por encima de las morrenas de la Pequeña Edad del Hielo. Con excepción de esas coladas, a las que por su contexto geomorfológico puede atribuírseles una edad holocena, el resto de las lavas que forman los edificios volcánicos han sido consideradas en trabajos anteriores de época pliocena (Núñez & Valenzuela, 2001) o pleistocena (Olschusky & Dávila, 1994). De esas unidades, las que no están afectadas por la erosión glacial en su totalidad, apareciendo completamente desprovistas de brechas, están cortadas por los valles glaciares, indicando que el sistema magmático debe haber permanecido en estado latente durante la expansión glacial, reactivándose cuando el proceso de deglaciación ya estaba muy avanzado. No obstante, debido a la magnitud alcanzada por la extensión de los glaciares en el pasado, la infiltración del agua de deshielo debe haber desempeñado un importante papel en los procesos de alteración hidrotermal observados en el complejo volcánico, así como en el tipo de vulcanismo que ha caracterizado a su actividad eruptiva desde el Plioceno.

## 1.2. JUSTIFICACIÓN DE LA INVESTIGACIÓN

El interés de la investigación de los glaciares del Nevado Coropuna obedece a tres razones principales:

- 1) Las masas de hielo constituyen la principal **reserva hídrica** de la que depende el abastecimiento de una población de varias decenas de miles de habitantes que se concentran en las vertientes del complejo volcánico, en un contexto climático absolutamente árido.
- 2) La **amenaza** que implican la presencia de los glaciares sobre un volcán activo y la localización **vulnerable** del poblamiento, que se concentra en torno a las vías de evacuación potencial de los lahares que ocasionaría su deshielo repentino, configuran un preocupante **escenario de riesgo**.
- 3) La evolución de las masas de hielo en el pasado ha quedado registrada en forma de morrenas y umbrales rocosos con abrasión glaciar, que constituyen excelentes **geoindicadores del cambio climático** en una escala de algunos siglos a decenas de miles de años.

### RESERVA HÍDRICA ESTRATÉGICA

En la costa y en la rampa que desciende desde el altiplano hacia el Océano Pacífico se encuentra uno de los desiertos más áridos del planeta, donde las precipitaciones apenas alcanzan algunas decenas de milímetros anuales. Sin embargo el abastecimiento regular de agua procedente del deshielo de los glaciares de la cordillera ha permitido tradicionalmente la instalación de explotaciones agrícolas en el interior de los valles, y más recientemente también sobre la rampa, donde durante las últimas décadas se han emprendido ambiciosos planes de irrigación que han tenido como consecuencia el desarrollo de una floreciente industria agroalimentaria.

En ese contexto, el sistema glaciar del Nevado Coropuna constituye la principal reserva hídrica de la que depende el sostenimiento de las actividades económicas de una población de varias decenas de miles de habitantes, que se concentra en el fondo de los valles de las cuencas hidrográficas de los ríos Ocoña y Majes y en la rampa, en torno a la carretera panamericana. Para complementar la explicación en la página siguiente se han incluido tres fotografías realizadas durante las campañas de trabajo de campo:

La figura 1.5 es una panorámica de un barján que forma parte de un campo de dunas que se encuentra junto a la carretera panamericana. La presencia de esas formas de acumulación eólica demuestra la aridez ambiental de la costa y la rampa, donde las precipitaciones son tan escasas que la vegetación es sencillamente inexistente.

En la figura 1.6 puede contemplarse la llanura aluvial del Majes, cerca de la localidad de Aplao. En el fondo del valle y a pesar de la aridez del clima, el abundante y permanente abastecimiento de agua proporcionado por el deshielo de los glaciares permite la explotación de cultivos con exigencias hídricas elevadas, como el arrozal que aparece en la fotografía.

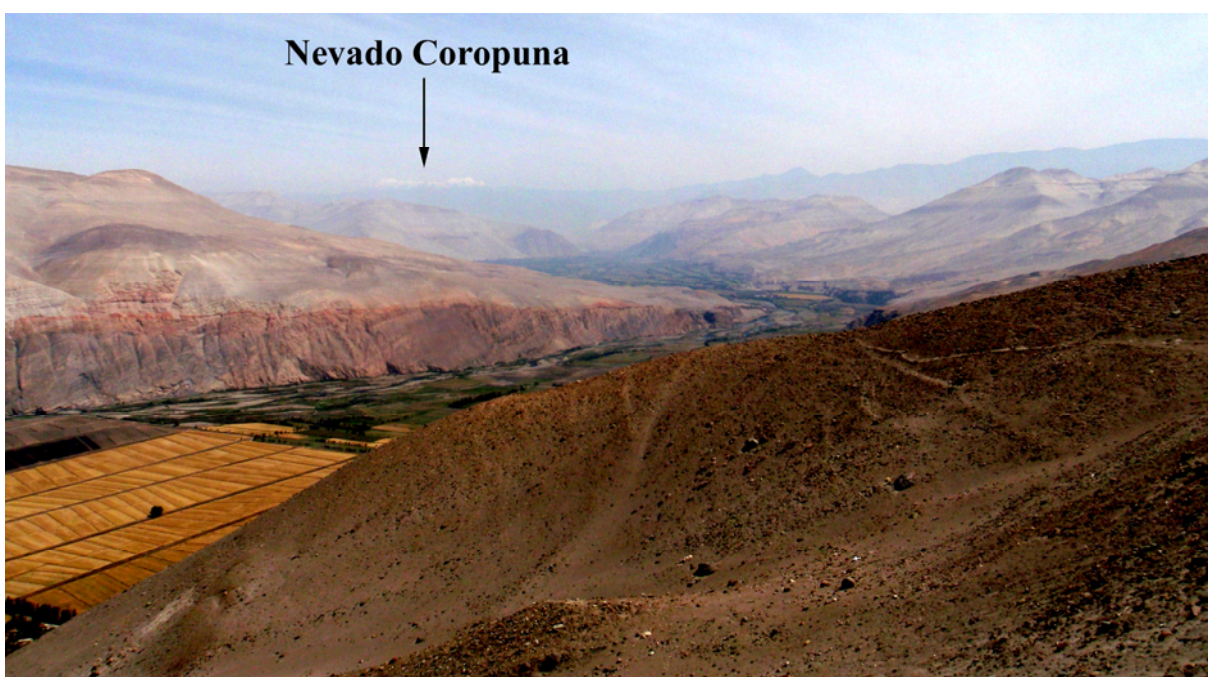
La figura 1.7 es una vista del valle del Majes desde el borde de la rampa. En contraste con sus vertientes, absolutamente estériles, el fondo del valle se encuentra completamente ocupado por cultivos de regadío. En el horizonte se han señalado las cumbres del Nevado Coropuna, cubiertas de hielo y nieve.



**Figura 1.5:** panorámica de un barján en un campo de dunas junto a la carretera panamericana.



**Figura 1.6:** vista de un arrozal al atardecer, en el fondo del valle del Majes.



**Figura 1.7:** panorámica del valle del Majes, con el Nevado Coropuna apareciendo en el horizonte.



## **ESCENARIO DE RIESGO**

El interés de la investigación del Nevado Coropuna también se fundamenta en el escenario de riesgo que existe en la región a causa de la concatenación de tres factores:

- 1) La **amenaza** de que se originen lahares como consecuencia de la fusión repentina de parte los glaciares, por causas volcánicas, tectónicas o climáticas.
- 2) La **vulnerabilidad** del poblamiento, debida a su localización en el fondo de los valles por los que se canalizarían los lahares que se generarían por esa causa.
- 3) El **fuerte desnivel** existente entre el área de cumbres del complejo volcánico y el fondo de los valles, que incrementaría la violencia y la capacidad destructiva de los lahares.

La interpretación de los depósitos presentes en algunos tramos del valle del Majes sugiere que los lahares han sido relativamente frecuentes en el pasado, demostrando que existe la posibilidad de que vuelvan a ocurrir en el futuro. En el cantil de la figura 1.8 pueden reconocerse dos niveles de depósitos:

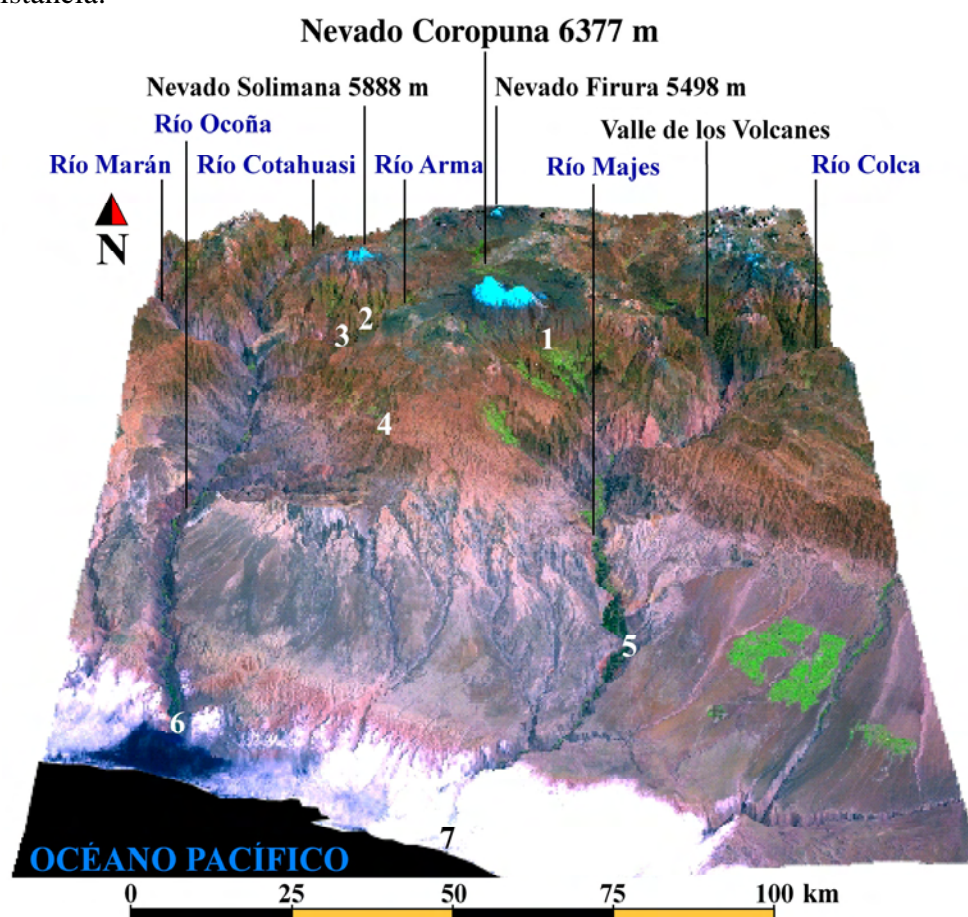
- Los depósitos del nivel superior fueron generados por lahares. Son facies masivas y heterométricas que incluyen bloques de gran tamaño y reflejan la elevada capacidad de transporte de esos flujos hipersaturados como consecuencia de su alta densidad. Los depósitos están constituidos por ignimbritas procedentes del borde del altiplano, al SO del Nevado Coropuna. Su área fuente se encuentra a una distancia entre 50 y 60 km, con un desnivel de unos 3500 m por encima de la posición donde quedarom emplazados.
- Los depósitos del nivel inferior son aluviones de las terrazas del río Majes. De su presencia y su relación con los depósitos del nivel superior se deduce que los depósitos laháricos rellenaron el fondo del valle alcanzando decenas de metros de espesor, y más adelante fueron disectados por el encajamiento del río.



**Figura 1.8:** depósitos laháricos y fluviales a 645 m de altitud, cerca de la localidad de Aplao.

Como muestra del desnivel existente entre el área fuente potencial de los lahares y los cauces de la red de drenaje por los que se canalizarían en caso de producirse, en el bloque diagrama de la figura 1.9 se han localizado algunas poblaciones, indicando en cada caso su distancia y diferencia de cota con respecto al área de cumbres del complejo volcánico:

- Las poblaciones más cercanas son Viraco y Machahuay (1), al SE del Nevado Coropuna, y Salamanca (2), en el fondo del valle del río Arma. En los tres casos en sólo 20 km de distancia se salvan entre 3000 y 3100 m de desnivel.
- Apenas 10 km aguas abajo de Salamanca se encuentra Chichas (3). En ese tramo tan corto el desnivel alcanza 4000 m en 30 km de recorrido.
- Algo más alejadas están las localidades de Yanaquihua y Andaray (4), al SO del complejo volcánico, que se encuentran a 35 km de distancia y presentan una diferencia de cota con respecto a las masas de hielo del Nevado Coropuna de 3300 m.
- En la Punta Colorada (5) el desnivel llega a 6000 m en 60 km de recorrido.
- En las desembocaduras de los ríos Ocoña y Majes en el Océano Pacífico (5 y 6) el desnivel se incrementa hasta alcanzar entre 6100 y 6300 m en algo más de 100 km de distancia.



Base: imagen del satélite LANDSAT 7 (12-11-2002) sobre el modelo digital del terreno

**Distancia y desnivel de las poblaciones con respecto a los glaciares del Nevado Coropuna:**

Viraco y Machahuay (1), Salamanca (2) y Chichas (3):	2000 m en 20 km
Yanaquihua y Andaray (4):	4000 m en 35 km
Punta Colorada (5):	6000 m en 60 km
Desembocadura de los ríos Ocoña (6) y Majes (7):	6300 m en 160 km

**Figura 1.9:** bloque diagrama de la región del Nevado Coropuna.

## **GEOINDICADORES DEL CAMBIO CLIMÁTICO**

Los glaciares tropicales son extremadamente sensibles a los cambios del clima global (Kaser & Osmaston, 2002). La investigación de las masas de hielo del complejo volcánico Nevado Coropuna también tiene gran interés por esa razón.

El análisis de las tendencias recientes de los glaciares contribuye a conocer el impacto del cambio climático actual, a escala de decenas de años, y la investigación de las evidencias de su evolución en el pasado permite reconstruir las condiciones paleoclimáticas durante sus avances, en una escala desde un siglo (en la Pequeña Edad del Hielo) a decenas de miles de años (en el Último Máximo Glacial Regional o en anteriores fases de expansión glacial).

Para evaluar el estado de las masas de hielo en un momento determinado pueden emplearse como geoindicadores la medida de su superficie y la altitud de la línea de equilibrio, un parámetro que usualmente se conoce con el acrónimo de su denominación anglosajona, *Equilibrium Line Altitude* (ELA).

La ELA es la línea teórica que separa la zona de acumulación, donde predominan los procesos de ganancia, que propician la conservación de la nieve y su transformación en hielo, de la zona de ablación, donde prevalecen la fusión y la sublimación que favorecen la pérdida de masa glacial.

El nivel de la ELA puede estimarse empleando distintos procedimientos:

- **Métodos glaciológicos o hidrológicos:** se basan en la realización de observaciones sistemáticas sobre el terreno de las entradas y salidas del glaciar, con el fin de cuantificar las ganancias y pérdidas de masa. Las entradas pueden deberse a precipitaciones, la redistribución eólica de la nieve o avalanchas recibidas desde las vertientes. Las salidas se producen por fusión, cuando el hielo pasa a la fase líquida, o sublimación, cuando se transforma directamente en la fase gaseosa.
- **Métodos geomorfológicos:** consisten en relacionar matemáticamente la altitud máxima de las morrenas laterales, las altitudes máximas y mínimas de las masas de hielo o la distribución de la altitud a lo largo y a lo ancho de la superficie del glaciar.
- **Métodos climáticos:** utilizan ecuaciones que combinan la temperatura y la humedad con diferentes parámetros y coeficientes deducidos de observaciones glaciológicas.

En adelante se emplearán los términos **glaciar** o **ELA** cuando se refieran a masas de hielo actuales o subactuales (que pueden cartografiarse examinando fotografías aéreas, ortofotos o imágenes de satélite), y **paleoglaciar** o **paleoELA** cuando se trate de masas de hielo del pasado (cuya delimitación se basa en el reconocimiento e interpretación de las morrenas que depositaron durante sus fases de expansión).

No obstante en el planteamiento de las hipótesis de la investigación, que se abordará en el siguiente apartado, los términos glaciar y ELA serán manejados con un sentido atemporal, refiriéndose indistintamente al pasado, al presente o al futuro de las masas de hielo.

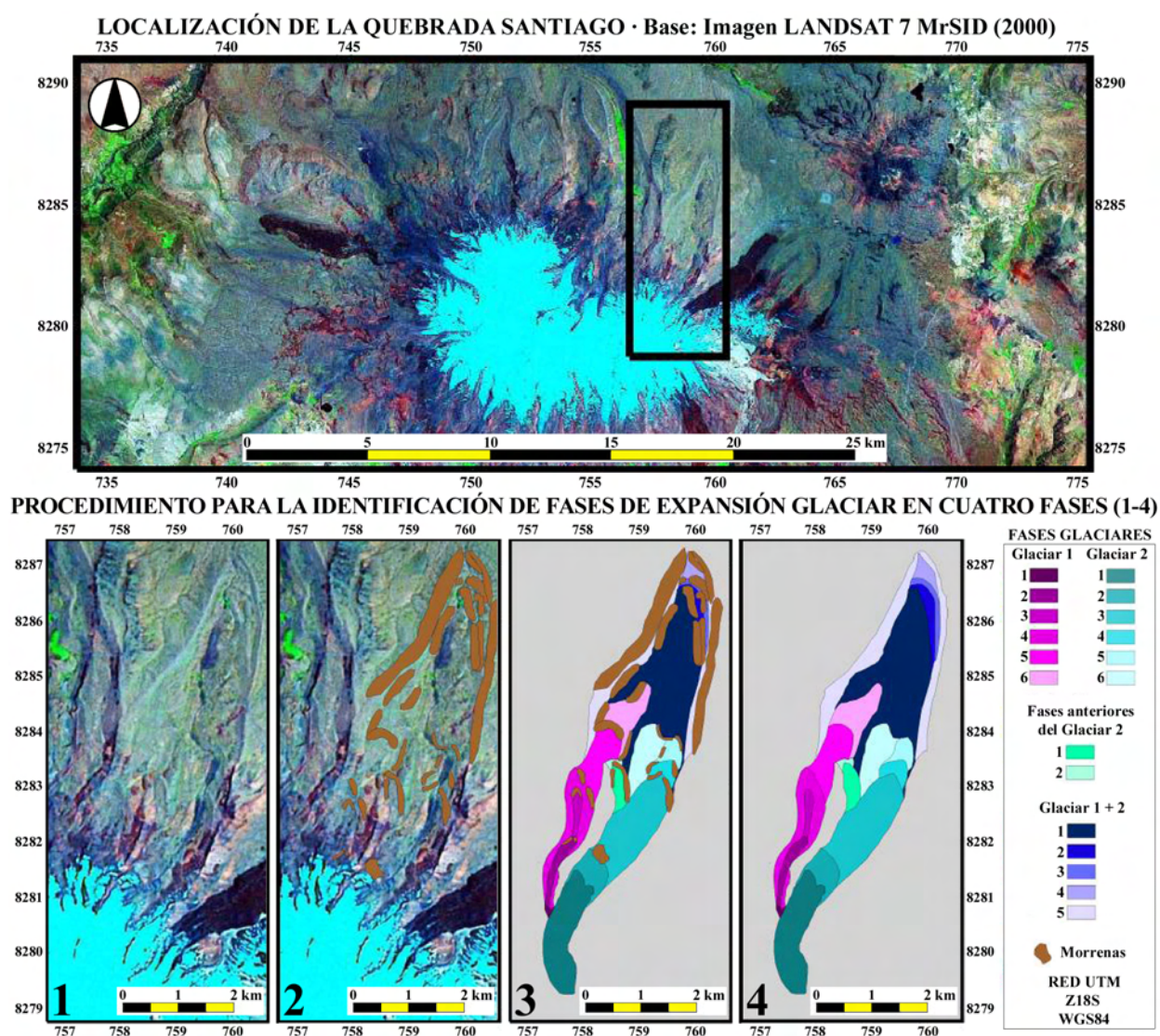
La investigación de la evolución reciente de los glaciares puede realizarse directamente, delimitando las masas de hielo en un sistema de información geográfica sobre ortofotos o imágenes de satélite. Sin embargo el análisis de la evolución de los paleoglaciares en el mismo entorno operativo tiene necesariamente que realizarse empleando métodos indirectos.



La delimitación de las morrenas en una cartografía geomorfológica permite reconstruir los límites que tenían los paleoglaciares cuando las depositaron, coincidiendo con la culminación de su avance. De ese modo se generan los instrumentos necesarios para analizar la expansión de las masas de hielo, el posterior proceso de deglaciación y el contexto paleoclimático en el que se produjeron.

Con el fin de mostrar la riqueza del registro paleoclimático presente en las vertientes del Nevado Coropuna, en forma de arcos morrénicos frontales y cordones morrénicos laterales, en la figura 1.10 se expone el caso de la quebrada Santiago, en la que el examen de esas evidencias geomorfológicas sirvió para definir una fase de máximo avance y diez reavances posteriores de menor entidad.

En la parte superior se ha señalado la localización de la quebrada sobre una imagen de satélite del complejo volcánico. En la parte inferior se describe el procedimiento para definir las fases de avance y reavance de los paleoglaciares, mediante la presentación de cuatro vistas del sistema de información geográfica que muestran respectivamente una ampliación del sector delimitado en la imagen de satélite (1), las formas morrénicas cartografiadas (2) y la delimitación de los paleoglaciares en cada fase, deducida de la interpretación de las morrenas (3 y 4).



**Figura 1.10:** fases de expansión glaciar en la quebrada Santiago (Úbeda, 2007; Úbeda et al., 2006).

## 1.3. HIPÓTESIS DE LA INVESTIGACIÓN

La hipótesis en la que se ha basado la investigación es que el impacto del cambio climático en un glaciar puede evaluarse calculando el desnivel entre una ELA geomorfológica, deducida de su forma, y una ELA climática, que expresa el estado de las condiciones ambientales de las que depende su balance de masa. Los dos niveles evolucionan con el tiempo según el modelo que se ha representado en la figura 1.11 y consta de cinco fases:

**1) FASE 1:** como consecuencia del desencadenamiento del cambio climático 1 (que favorece un balance de masa globalmente positivo), la paleoELA climática desciende inmediatamente por las laderas de la montaña, deteniéndose en un nivel determinado por la temperatura y la precipitación.

**2) FASE 2:** el impacto del cambio climático 1 en el glaciar supera un determinado umbral de variación, que desencadena el inicio de su avance vertiente abajo, impulsado por el balance de masa globalmente positivo y la fuerza de la gravedad. A medida que disminuye la cota en la que se encuentran la masa de hielo su ELA geomorfológica también se reduce, tendiendo lenta y progresivamente a equilibrarse con el nivel previamente alcanzado por la ELA climática.

**3) FASE 3:** cuando el glaciar ha descendido hasta una altitud suficientemente reducida, su ELA geomorfológica se equilibra con la ELA climática, la masa de hielo deposita sus morrenas frontales y laterales, y alcanza un estado de equilibrio con el clima, que se mantiene hasta que las condiciones ambientales vuelven a superar el umbral de variación.

**4) FASE 4:** sobrevenido el cambio climático 2 (que favorece un balance de masa globalmente negativo), la ELA climática asciende inmediatamente por las vertientes de las montañas, estabilizándose en una cota determinada por la temperatura y la precipitación.

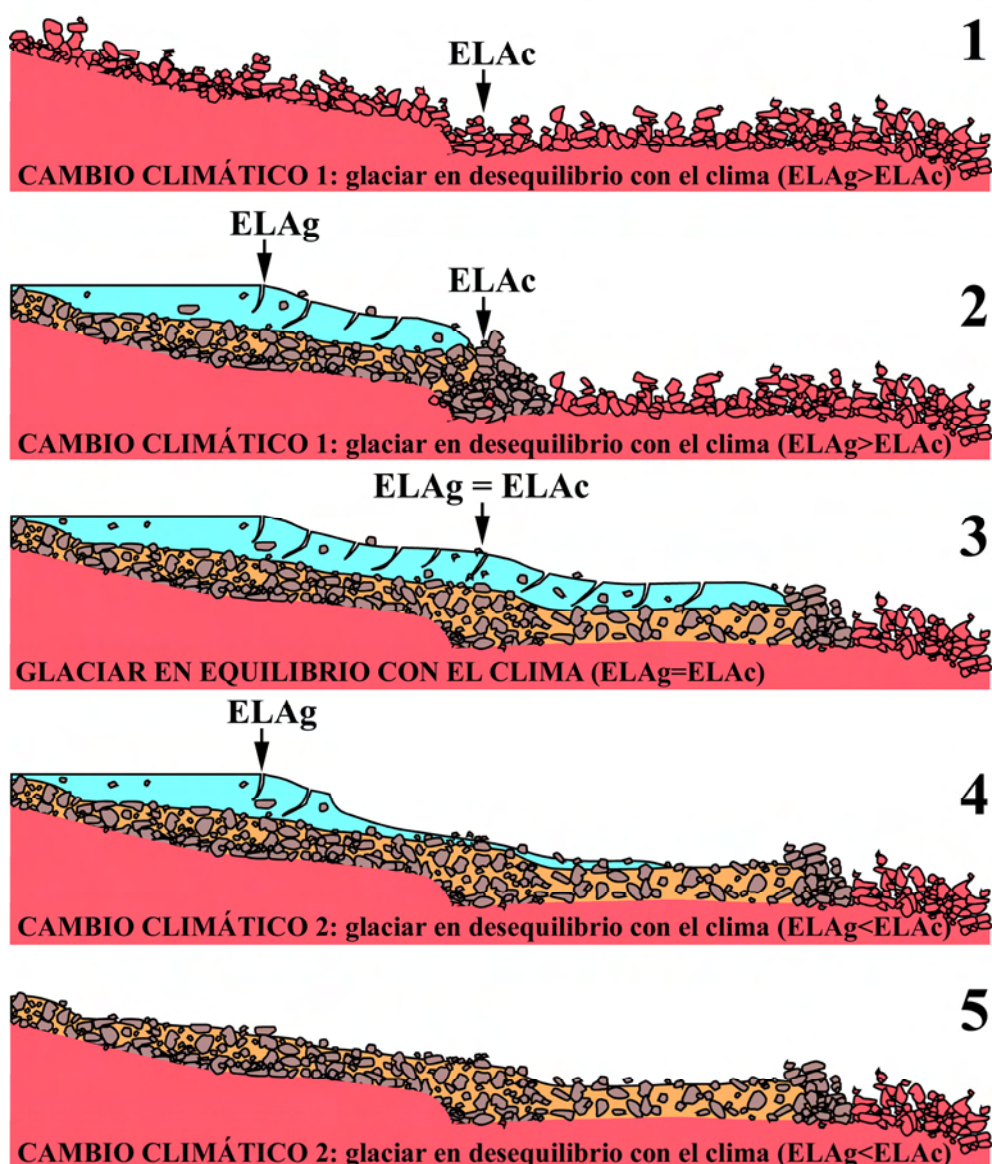
**5) FASE 5:** el impacto del cambio climático 2 en el glaciar supera el umbral de variación, y el frente del aparato comienza a retroceder vertiente arriba. Su ELA geomorfológica también tiende a incrementarse, pero su ascenso presenta un retardo con respecto al de la ELA climática porque las nuevas condiciones ambientales necesitan tiempo para fundir la masa de hielo restante.

Asumiendo la validez del modelo, la evaluación del impacto del cambio climático en las masas de hielo requiere que los niveles altitudinales de las ELAs sean estadísticamente representativos, requisito que puede alcanzarse empleando los procedimientos adecuados:

La ELA geomorfológica debe reconstruirse analizando un número suficientemente elevado de glaciares, empleando técnicas que minimicen las diferencias individuales de cada aparato causadas por su particular contexto geoecológico, siendo la mejor opción el método *Area x Altitude Balance Ratio* (AABR), que será explicado en el capítulo 3.

La ELA climática puede calcularse utilizando registros sistemáticos de temperatura y precipitación, empleando ecuaciones matemáticas deducidas de observaciones glaciológicas para evaluar su incidencia en el balance de masa del glaciar. Ese objetivo puede alcanzarse elaborando un modelo del perfil vertical del balance de masa, siguiendo el protocolo que se expondrá en el capítulo 4.

### MODELO DEL IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN UN GLACIAR



**Figura 1.11:** modelo del impacto del cambio climático en un glaciar en cinco fases. En las fases 4 y 5 los niveles de las ELAs se encuentran en una altura superior a la representada en el esquema.

Con las premisas que se han planteado la hipótesis de la investigación permitió desarrollar los instrumentos de análisis necesarios para:

- 1) **Evaluar el impacto del cambio climático en los glaciares actuales:** valorando su estado de equilibrio o desequilibrio con las condiciones ambientales.
- 2) **Analizar el impacto de las previsiones sobre el cambio climático en la evolución de las masas de hielo durante las próximas décadas:** estimando el momento en el que como consecuencia de la elevación de la ELA climática sobre su límite superior desaparecería la zona de acumulación del glaciar, que quedaría condenado a desaparecer en el periodo de tiempo que las condiciones ambientales necesitasen para fundir la masa de hielo restante.
- 3) **Elaborar reconstrucciones paleoclimáticas:** deduciendo el valor de la paleotemperatura y la paleoprecipitación cuando los paleoglaciares culminaron su expansión y alcanzaron un estado de equilibrio con el clima.

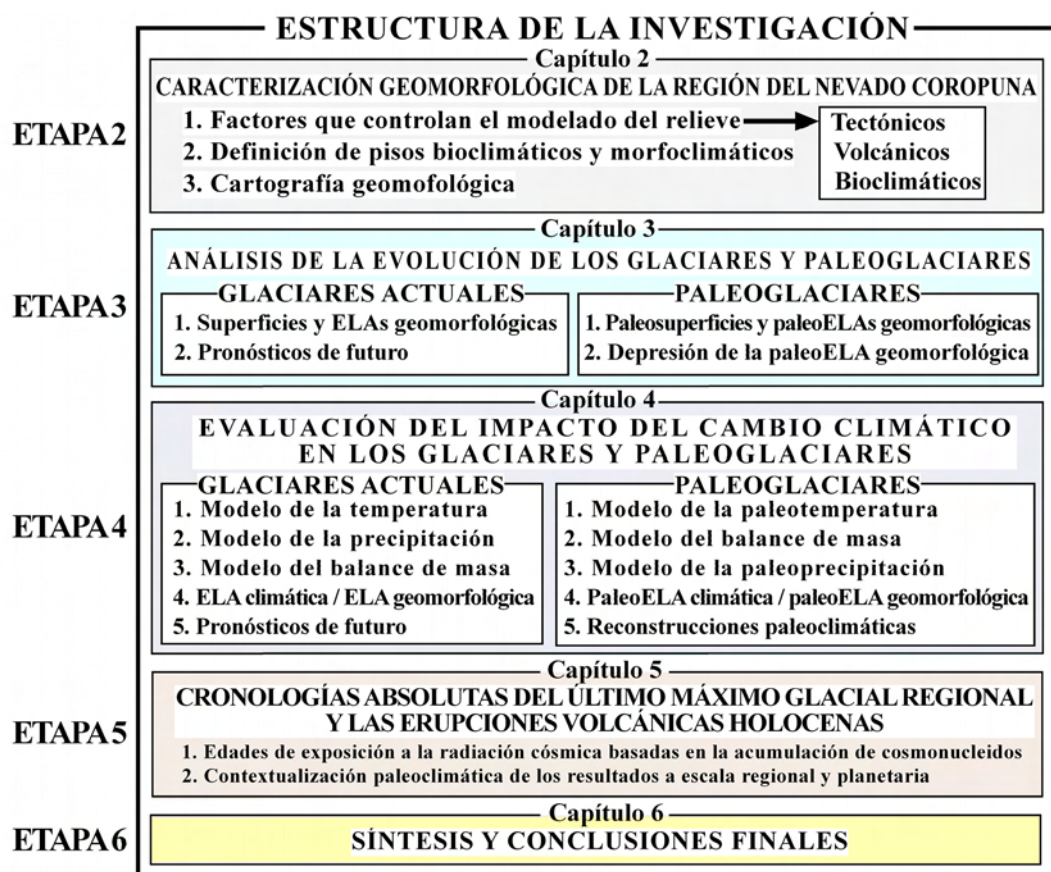


## 1.4. OBJETIVOS Y ESTRUCTURA DE LA INVESTIGACIÓN

El **objetivo general** de la investigación ha sido evaluar el impacto del cambio climático en los glaciares del complejo volcánico Nevado Coropuna. Para estructurar la investigación de manera que permitiese satisfacer el objetivo general, se definieron los siguientes **objetivos específicos**:

- 1) Realizar una caracterización geomorfológica de la región del Nevado Coropuna.
- 2) Analizar la evolución reciente de los glaciares y la expansión de los paleoglaciares durante la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional.
- 3) Elaborar un modelo del balance de masa de los glaciares y determinar el nivel actual de la ELA climática.
- 4) Estimar la incidencia de las previsiones del grupo de expertos del *Intergubernamental Panel on Climate Change* (IPCC) sobre el calentamiento global para el siglo XXI en la evolución de las masas de hielo durante las próximas décadas.
- 5) Reconstruir modelos del balance de masa de los paleoglaciares, las paleoELAs climáticas y las condiciones paleoambientales durante la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional.
- 6) Determinar las cronologías del Último Máximo Glacial Regional, el posterior proceso de deglaciación y las erupciones volcánicas holocenas.

Para diseñar una estrategia que permitiese alcanzar los objetivos previstos la investigación se estructuró en seis etapas. La primera consistió en definir las hipótesis, los objetivos y la estructura de la investigación que se exponen en el presente capítulo. Las etapas restantes (figura 1.12) se explicarán consecutivamente en los siguientes capítulos de esta memoria.



**Figura 1.12:** representación gráfica de la estructura de la investigación, en cinco etapas.

Durante las etapas de la investigación se desarrollaron sucesivamente las siguientes tareas:

**Caracterización geomorfológica de la región del Nevado Coropuna (Etapa 2/Capítulo 2):**

En primer lugar se identificaron y describieron los factores tectónicos, volcánicos y climáticos que controlan el modelado del relieve. A continuación se definieron pisos bioclimáticos y morfoclimáticos que explican la variación de las condiciones ambientales y morfogenéticas con la altitud. Finalmente se elaboró una cartografía geomorfológica del complejo volcánico definiendo fases volcánicas y glaciares y estableciendo sus cronologías relativas.

**Análisis de la evolución de las masas de hielo (Etapa 3/Capítulo 3):**

Se delimitaron los glaciares y los paleoglaciares, se midieron sus superficies y se reconstruyeron sus ELAs y paleoELAs geomorfológicas en diferentes fases. Contrastando esos datos se estimó la depresión de la paleoELA geomorfológica con respecto a la ELA geomorfológica actual. Además se realizaron pronósticos sobre la evolución de las masas de hielo en diferentes escenarios de futuro, basados en las tendencias observadas en superficies y ELAs desde mediados del siglo XX.

**Evaluación del impacto del cambio climático en los glaciares y paleoglaciares (Etapa 4/Capítulo 4):**

Empleando registros realizados por termómetros instalados en diferentes cotas de las vertientes del complejo volcánico y observaciones pluviométricas de una estación relativamente próxima, se elaboraron modelos del régimen y la distribución altitudinal de las temperaturas y la precipitación. También se construyeron diagramas bioclimáticos que expresan cualitativa y cuantitativamente las condiciones ambientales, se determinaron los gradientes termopluviométricos verticales y se desarrolló un modelo del balance de masa de los glaciares que permitió determinar el nivel actual de la ELA climática. El desnivel de la ELA geomorfológica con respecto a la ELA climática proporcionó una medida del impacto del cambio climático en los glaciares actuales, coherente con la realidad observada en el campo. El modelo del balance de masa también permitió elaborar pronósticos sobre la evolución de las masas de hielo en las próximas décadas, teniendo en cuenta las previsiones del grupo de expertos del IPCC sobre el calentamiento global en el siglo XXI.

Asumiendo la validez de las hipótesis de la investigación, el modelo del balance de masa también sirvió para reconstruir la paleoprecipitación durante la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional. El cálculo consistió en aplicar en el modelo la depresión de la paleotemperatura y ajustar a continuación el valor de la paleoprecipitación hasta que la paleoELA geomorfológica se niveló con la paleoELA climática.

**Cronologías absolutas del Último Máximo Glacial Regional y las erupciones volcánicas holocenas (Etapa 5/Capítulo 5):**

Para alcanzar ese objetivo se establecieron las edades de exposición a la radiación cósmica de las superficies de unidades geomorfológicas representativas de ambas fases. Los resultados obtenidos en relación con la expansión y retracción de las masas de hielo se contrastaron con *proxys* paleoclimáticos a escala regional y planetaria y dataciones procedentes de otras regiones de los Andes Centrales. Las fechas de las fases volcánicas se compararon con cronologías de erupciones sucedidas durante el Holoceno en otros centros de la región.

**Síntesis y conclusiones finales (Etapa 6/Capítulo 6):**

Mediante la realización de una síntesis de las conclusiones alcanzadas en las etapas anteriores, se establecieron las conclusiones finales de la investigación, que explican el impacto del cambio climático en los glaciares del Nevado Coropuna, en el presente, en el pasado y en el futuro.



## **Capítulo 2**

# **CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LA REGIÓN DEL COMPLEJO VOLCÁNICO NEVADO COROPUNA**





## 2.1. INTRODUCCIÓN

El primer paso para abordar la consecución del objetivo general de la investigación consistió en realizar una caracterización geomorfológica de la región del Nevado Coropuna, con el fin de comprender en su totalidad el contexto en el que se desarrolla el modelado y detectar el impacto del cambio climático en el paisaje.

Para afrontar esa tarea se interpretaron las formas del relieve y se determinaron los sistemas morfoclimáticos que las generaron. Como cada sistema está constituido por agentes y procesos morfogenéticos que se asocian de una o de otra manera dependiendo de las condiciones ambientales, esa estrategia permite reconstruir los cambios del clima en una escala entre varios siglos y decenas o centenares de miles de años.

No obstante el modelado del relieve de los Andes Centrales no obedece sólo a causas climáticas, es el resultado de la interacción de agentes y procesos endógenos y exógenos. Por ese motivo la caracterización geomorfológica de la región del Nevado Coropuna requirió que también se identificasen las causas y los efectos de los factores tectónicos y volcánicos.

Como consecuencia de la colisión del fondo del Océano Pacífico con la placa de Suramérica, los esfuerzos tectónicos llevan decenas de millones de años comprimiendo, plegando y fracturando la estructura de los Andes Centrales. El proceso ha generado una red de discontinuidades a favor de las que se elevan o subducen los bloques que compartimentan la cordillera y se han inyectado en la corteza los magmas procedentes de la base del orógeno.

Dónde el régimen tectónico ha sido demasiado compresivo las intrusiones magmáticas se detuvieron en niveles relativamente superficiales sin llegar a acceder al exterior, se enfriaron lentamente y formaron plutones. Sin embargo en el borde del altiplano y en el fondo de los profundos valles que lo disectan, donde el régimen tectónico se distiende, los magmas afloraron generando en superficie erupciones volcánicas explosivas cuyas emisiones recubren amplios sectores de la cordillera occidental, formando una capa de entre algunos cientos y varios miles de metros de espesor.

Empleando como fuentes de energía la gravedad y las fuerzas convectivas debidas a las diferencias de la radiación solar en la troposfera y la superficie terrestre, los factores climáticos activan los procesos geomorfológicos que atacan la estructura y modelan el relieve. Las condiciones ambientales seleccionan los agentes morfogenéticos y determinan la intensidad, el ritmo y la eficacia de los procesos que desarrollan ese trabajo, registrando en el paisaje la actuación de diferentes sistemas morfoclimáticos y por lo tanto también la sucesión de distintas fases paleoclimáticas.

Con la finalidad de establecer las bases para afrontar las siguientes etapas de la investigación, en este capítulo se describen las causas y los efectos de la tectónica, el vulcanismo y el clima en los Andes Centrales. A continuación se van a definir los pisos bioclimáticos y morfoclimáticos que explican la distribución territorial de las condiciones ambientales y los agentes y procesos que protagonizan el modelado del relieve. Finalmente se presentará una cartografía geomorfológica del complejo volcánico con su correspondiente memoria. En ese mapa se diferenciaron unidades de origen volcánico y glaciar y se establecieron sus cronologías relativas, generando un instrumento fundamental en el que se apoyaron el diseño de la metodología y la interpretación de los resultados que se expondrán en capítulos sucesivos.

## 2.2. OBJETIVOS

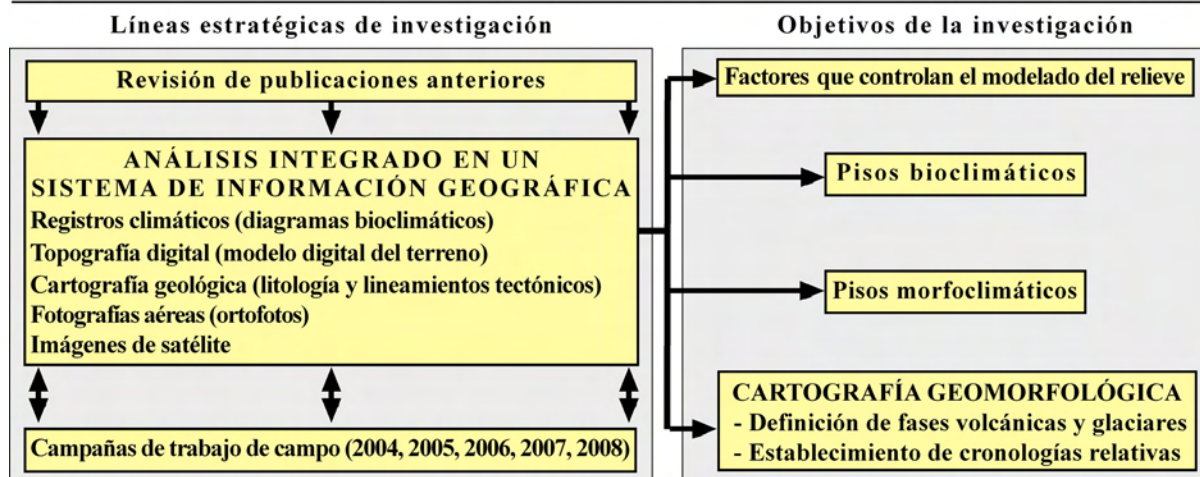
El **objetivo general** de la segunda etapa del trabajo de investigación fue realizar una caracterización geomorfológica de la región del Nevado Coropuna. Para planificar la estrategia que asegurase su consecución se plantearon los siguientes **objetivos específicos**:

- 1) Identificar, interpretar y describir las causas y los efectos de los factores que controlan el modelado del relieve.
- 2) Definir pisos bioclimáticos y morfoclimáticos que expliquen la distribución de las condiciones ambientales y morfogenéticas en el territorio.
- 3) Elaborar un mapa geomorfológico del complejo volcánico definiendo fases volcánicas y glaciares, ordenándolas en la leyenda para establecer sus cronologías relativas.

## 2.3. METODOLOGÍA

La realización de la caracterización geomorfológica se abordó a través de tres líneas estratégicas que se desarrollaron simultáneamente a lo largo de la investigación: la revisión de publicaciones anteriores, el trabajo de campo y el análisis de todos los datos en un sistema de información geográfica (figura 2.1).

### METODOLOGÍA PARA REALIZAR LA CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA



**Figura 2.1:** diagrama de flujos explicando la metodología empleada en la segunda etapa de la investigación.

La versión inicial del sistema de información geográfica se generó mediante la integración de las siguientes bases:

- 1) **Serie de registros de temperatura y precipitación** de las estaciones de San Juan, Mollendo, La Joya, Arequipa, Imata y Angostura (Perú), Trinidad, Charana, La Paz-El Alto y Chacaltaya (Bolivia) y Arica, Belén y Parinacota (Chile).
- 2) **Hojas del Mapa Topográfico Nacional de Perú** 31Q 'Cotahuasi', 32Q 'Chuquibamba', 31R 'Orcopampa' y 32R 'Huambo' en formato digital, con escala 1:100.000 y 50 m de equidistancia entre curvas de nivel, con las que se generó un modelo digital del terreno.
- 3) **Cartografía geológica** de los cuadrángulos de Chuquibamba-Cotahuasi (Olschusky & Dávila, 1994) y Huambo-Orcopampa (Caldas, 1993) y el Mapa Preliminar de Amenaza Volcánica Potencial del Nevado Coropuna (Núñez & Valenzuela, 2001).
- 4) **Ortofotos** obtenidas mediante la rectificación de fotografías aéreas de 1955 y 1986.
- 5) **Imágenes registradas por los satélites** LANDSAT 7 (2000 y 2002) y ASTER (2007).

El sistema de información geográfica representó un eficaz instrumento de trabajo para la investigación, no sólo en relación con los contenidos de este capítulo, sino también con respecto a los que se irán presentando en el resto de la memoria.

Desde su versión inicial, que contaba exclusivamente con las bases indicadas, el sistema de información geográfica se fue actualizando con nuevos datos a medida que se desarrollaba el trabajo de campo y el laboratorio, convirtiéndose en una herramienta de análisis y consulta esencial para la generar, interpretar y discutir los resultados.

Los procedimientos que se aplicaron para alcanzar los objetivos previstos en la segunda etapa de la investigación se basaron en el desarrollo simultáneo de las líneas estratégicas que se han representado en el diagrama de flujos de la figura 2.1., según se va a explicar el siguiente apartado.

### **2.3.1. Metodología para identificar, interpretar y describir las causas y efectos de los factores que controlan el modelado del relieve**

#### **2.3.1.a) Métodos de análisis de los factores tectónicos y volcánicos**

A través de una amplia y exhaustiva revisión bibliográfica se identificaron las causas y los efectos a escala continental y regional de los factores tectónicos y volcánicos que controlan el modelado del relieve. Su interpretación se apoyó en cartografías y esquemas estructurales que se elaboraron empleando como referencia publicaciones anteriores.

De ese modo se establecieron las bases teóricas necesarias para comprender las evidencias geomorfológicas que se iban encontrando durante las campañas de trabajo de campo y también en las tareas desarrolladas en el laboratorio, mediante el examen estereoscópico de las fotografías aéreas disponibles (1955 y 1986) y el reconocimiento de ortofotos e imágenes de satélite en el sistema de información geográfica.

Mientras el vuelo de 1955 abarca la mayor parte del territorio de Perú, el de 1986 se realizó exclusivamente sobre el Nevado Coropuna. Por ese motivo el primero se utilizó para afrontar el análisis a escala regional y el segundo para reconocer el complejo volcánico, conjuntamente con el anterior y las imágenes de satélite.

Las tareas emprendidas permitieron detectar abundantes evidencias de las consecuencias que tenían a escala local los factores tectónicos y volcánicos que previamente se habían identificado a escala continental y regional, escogiendo los casos que se consideraron más representativos para examinarlos con mayor detalle.

Los casos seleccionados se documentaron durante las campañas de trabajo de campo con fotografías realizadas sobre el terreno y desde los vuelos comerciales que atraviesan la región enlazando las ciudades de Lima y Arequipa.

Para interpretarlos se elaboraron cartografías utilizando imágenes del satélite LANDSAT 7 registradas el año 2000, que están disponibles en formato MrSID en el sitio <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/> y comprenden la cordillera en su totalidad. Los mapas se presentarán en sucesivos apartados de este capítulo para apoyar la explicación de las consecuencias de los factores tectónicos y volcánicos en el modelado del relieve.

### 2.3.1.b) Métodos de análisis de los factores climáticos

#### - Descripción del clima regional

Durante la revisión bibliográfica no se encontraron publicaciones sobre el clima de los Andes Centrales que tuviesen el enfoque y la profundidad que requería la satisfacción de los objetivos previstos. Por ese motivo la metodología para evaluar las tendencias regionales del clima se basó en mayor medida en investigaciones propias que en conclusiones alcanzadas por otros autores.

En primer lugar se identificaron los factores geográficos que determinan la configuración del clima de los Andes Centrales, interpretando cartografías a escala continental que se digitalizaron sobre la base de mapas procedentes de diversas publicaciones.

A continuación se utilizaron las series de registros de temperatura y precipitación que se habían integrado en las bases de datos asociadas al sistema de información geográfica para elaborar los siguientes instrumentos de análisis:

- **Diagramas termopluviométricos:** para evaluar las variaciones de la temperatura y la precipitación entre estaciones localizadas en ambas vertientes de los Andes Centrales y a lo largo de dos transectos que recorren la vertiente del Pacífico de la cordillera, desde el nivel del mar hasta el altiplano, donde superan los 4000 m de altitud.
- **Diagramas bioclimáticos:** para cuantificar la aridez siguiendo protocolos convencionalmente establecidos (Rivas Martínez, 1987), en términos de cuantía anual de las precipitaciones y duración de la estación seca, y definir sus tendencias regionales de Este a Oeste y de Norte a Sur de la cordillera. Esas tendencias adquirieron gran relevancia en la interpretación y discusión de los resultados alcanzados en sucesivas etapas de la investigación, como se comprobará en capítulos sucesivos de esta memoria.

#### - Metodología para definir pisos bioclimáticos

Los pisos que explican la distribución de las condiciones bioclimáticas en la región del Nevado Coropuna se definieron empleando los siguientes bioindicadores:

- 1) **Ausencia de vegetación por déficit térmico:** para los pisos más elevados, por encima del intervalo altitudinal de exigencia térmica de la vegetación.
- 2) **Ausencia de vegetación por déficit hídrico:** para los pisos localizados a menor altitud, por debajo del intervalo altitudinal de exigencia hídrica de la vegetación.
- 3) **Presencia de vegetación en facies criófilas:** para los pisos que se encuentran en altitudes relativamente elevadas, dentro del intervalo altitudinal de exigencia térmica de la vegetación.
- 4) **Presencia de vegetación en facies xerófilas:** para los pisos que se encuentran en altitudes relativamente reducidas, dentro del intervalo altitudinal de exigencia hídrica de la vegetación.

La presencia de los bioindicadores fue ampliamente documentada durante las campañas de campo mediante la realización de las fotografías que se expondrán en este capítulo.

### **2.3.3. Metodología para definir pisos morfoclimáticos**

La definición de los intervalos de altitud que explican la distribución territorial de los sistemas morfoclimáticos en la región del Nevado Coropuna se basó en principios generales recogidos en publicaciones teóricas clásicas de Geomorfología (Muñoz, 1995).

El procedimiento consistió en detectar en el trabajo de campo y en el laboratorio la presencia de geoindicadores, entendidos como las unidades geomorfológicas que sólo aparecen en un piso morfoclimático porque la combinación específica de agentes y procesos morfogenéticos responsables de su modelado se produce exclusivamente en ese intervalo altitudinal.

La utilización de ese criterio permitió identificar en el trabajo de campo y en el laboratorio (en fotografías aéreas e imágenes de satélite) las unidades geomorfológicas que reflejaban la vigencia actual o pasada de los sistemas morfoclimáticos, dependiendo de si se trataba de formas activas o relictas.

Los geoindicadores detectados en el trabajo de campo se documentaron con las fotografías que serán presentadas como apoyo a la explicación en los apartados correspondientes.

### **2.3.4. Metodología para elaborar la cartografía geomorfológica**

El mapa geomorfológico del complejo volcánico Nevado Coropuna se elaboró en el sistema de información geográfica digitalizando sobre las ortofotos y las imágenes de satélite las unidades que previamente se identificaban examinando en un estereoscopio las fotografías aéreas de 1955 y 1986.

Debido a la magnitud del área que comprende (1295,5 km<sup>2</sup>) la cartografía experimentó una evolución paralela al desarrollo de la investigación, actualizándose progresivamente con las correcciones que se realizaron sobre el terreno a medida que las campañas de trabajo de campo abarcaron diferentes sectores del complejo volcánico.

La caracterización de las unidades geomorfológicas se completó integrando su litología en las bases de datos. Su determinación se realizó interpretando los mapas geológicos de Caldas (1993), Olschowsky & Dávila (1994) y Núñez & Valenzuela (2001) que se habían georreferenciado e integrado en la versión inicial del sistema de información geográfica.

La mayor parte de las fracturas y lineamientos tectónicos se cartografiaron sobre el mapa de Núñez & Valenzuela (2001). El resto se dedujo de los procesos de alteración hidrotermal, que se producen a favor de esas discontinuidades, y de la distribución de las fuentes termales, cuyas coordenadas se determinaron sobre el terreno con un GPS.

La clasificación de las unidades cartografiadas en la leyenda del mapa permitió deducir las fases que explican la evolución de la actividad volcánica y glacial en el Nevado Coropuna y establecer sus cronologías relativas.

En etapas sucesivas de la investigación la cartografía geomorfológica constituyó un instrumento fundamental para delimitar los paleoglaciares de la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional y reconstruir sus paleoELAs (capítulo 3), así como para seleccionar las unidades en las que debían recogerse las muestras para establecer las cronologías absolutas de las fases volcánicas y glaciales (capítulo 5).

## 2.4. RESULTADOS

En los siguientes apartados se describen los factores tectónicos, volcánicos y climáticos que controlan el modelado del relieve y los pisos bioclimáticos y morfoclimáticos definidos en la región del Nevado Coropuna. A continuación se presentará la cartografía geomorfológica del complejo volcánico elaborada en el sistema de información geográfica.

Las explicaciones se apoyarán con mapas, esquemas estructurales, modelos tridimensionales y fotografías mostrando los casos documentados durante las campañas de trabajo de campo.

### 2.4.1. Factores que controlan el modelado del relieve

#### 2.4.1.a) Factores tectónicos

Para explicar los factores tectónicos en primer lugar se va a hacer referencia al proceso de subducción, que se encuentra en el origen de la aparición y la configuración de la cordillera, y a continuación a los efectos del levantamiento en el encajamiento de la red de drenaje, la dinámica de laderas y el área de distribución de las masas de hielo.

### EL PROCESO DE SUBDUCCIÓN

El fondo del Pacífico suroriental está dividido en dos placas de corteza oceánica, la placa de Nazca y la placa Antártica, separadas por la dorsal propagante de Chile. La subducción de la placa de Nazca, en un intervalo de latitud entre 7°N y 46°S, está vinculada con el levantamiento de los Andes del Norte y los Andes Centrales, y la de la placa Antártica, entre 46°S y 57°S, con el de los Andes del Sur.

La placa de Nazca nace en las dorsales propagantes de las Galápagos, el Pacífico Oriental y Chile, donde el manto se encuentra a menos de diez kilómetros de profundidad. La separación de la litosfera oceánica (*rifting*) produce una descompresión en el sector superior del manto que genera grandes volúmenes de magma, cuya emisión desde los volcanes submarinos es la fuente de abastecimiento de la creación y expansión del fondo oceánico.

Ese proceso, y probablemente también los movimientos convectivos del manto, desplazan lentamente la placa de Nazca hacia el margen de colisión continental. Debido a que está compuesta por las emisiones de los volcanes submarinos de las dorsales propagantes, que son básicamente basálticas, la corteza oceánica es relativamente más densa que la corteza continental, de naturaleza esencialmente silícea.

Como consecuencia de esa diferencia de densidad, la colisión del fondo del océano con el continente se resuelve mediante la subducción por debajo del margen occidental de Suramérica de la placa de Nazca y la placa Antártica, que se introducen como una cuña en el sector superior del manto terrestre.

La figura 2.2 es una cartografía a escala continental de las placas de Suramérica y el Pacífico suroriental, modificada de la versión original (Strahler & Strahler, 1989), en la que se han delimitado las placas que compartimentan la litosfera oceánica, las dorsales propagantes del Pacífico suroriental, la placa continental de Suramérica y el margen de subducción que se prolonga a lo largo de su borde occidental.



## PLACAS TECTÓNICAS DE SURAMÉRICA Y EL PACÍFICO SURORIENTAL

Modificado de Strahler & Strahler (1989)



1. Dorsal de las Galápagos 2. Dorsal del Pacífico oriental 3. Dorsal de Chile 4. Dorsal Pacífico-Antártica

**Figura 2.2:** contexto tectónico del margen de colisión del fondo del Océano Pacífico con Suramérica.

La placa de Nazca está separada de la placa de Cocos (al Norte) por la dorsal propagante de las Galápagos, de la placa del Pacífico (al Oeste) por la dorsal propagante del Pacífico Suroriental y de la placa Antártica (al Sur) por la dorsal propagante de Chile, que subduce conjuntamente con el fondo oceánico por debajo del borde occidental de Suramérica.

Las investigaciones desarrolladas durante las últimas décadas han permitido evaluar el ritmo de expansión del fondo oceánico. Las dataciones radiométricas atribuyeron al sector de la placa de Nazca anterior a la zona de subducción una edad de 50-60 Ma (Stern, 2004; Angermann et al., 1999; Norambuena et al., 1998). Posteriormente, relacionando esas cronologías con la distancia recorrida desde las dorsales propagantes, se calculó la velocidad media de la expansión de la placa de Nazca, obteniendo un resultado de 7-9 cm/año, superior a la estimada para la placa Antártica, unos 2 cm/año (Stern, 2004; Norambuena et al., 1998).

Como consecuencia de esa diferencia de velocidad la dorsal propagante de Chile está compartimentada por numerosas fallas transformantes que la cruzan transversalmente, cuyo dinamismo se pone de manifiesto en forma de intensos y frecuentes sismos submarinos.

Sobre la litosfera oceánica hay una serie de cadenas de volcanes submarinos extinguidos que se alinean de forma paralela a la dirección de la expansión y se desplazan solidariamente con las placas desde las dorsales propagantes hasta la zona de subducción. Esas estructuras se denominan dorsales asísmicas y presentan un desnivel con respecto al fondo del océano del orden de un par de miles de metros por término medio.

Cuando llegan a la fosa las dorsales asísmicas se introducen por debajo del continente conjuntamente con el fondo oceánico y las dorsales propagantes, produciendo distorsiones en el ángulo del plano de subducción, que varía considerablemente a lo largo del margen de colisión continental.

Debido a que la actividad volcánica durante el periodo Neógeno se ha localizado en las zonas bajo las que la subducción es elevada (con un ángulo  $>25^\circ$ ) y ha estado completamente ausente donde la subducción es plana ( $<10^\circ$ ), se ha deducido la existencia de una relación entre el valor del ángulo de subducción y la distribución de los centros volcánicos. La presencia de volcanes paleógenos en la cordillera oriental obedece a las variaciones producidas en el ángulo de subducción y a la evolución del Oroclinal Boliviano a lo largo del tiempo geológico.

Como consecuencia de las variaciones en la geometría de la subducción, de Norte a Sur de la cordillera de los Andes se produce una alternancia entre zonas volcánicas y zonas sin vulcanismo, cuyos límites coinciden con la introducción por debajo del continente de las dorsales, conjuntamente con el fondo oceánico.

La tabla de la figura 2.3 explica esa alternancia desde el límite septentrional ( $8^\circ\text{N}$ ) hasta el extremo meridional de la cordillera.

<b>Intervalo de latitud</b>		
8°N	5°N	Zona de subducción plana de Bucaramanga
.....5°N.....		Subducción de las dorsales de Cohiba y Malpelo
5°N	1°S	Zona Volcánica del Norte
.....1°S.....		Subducción de la dorsal de Carnegie
1°S	15°S	Zona de subducción plana Peruana
.....15°N.....		Subducción de la dorsal de Nazca
15°S	28°S	Zona Volcánica Central
.....28°S.....		Subducción de la dorsal de Iquique
28°S	30°S	Zona de subducción plana Pampeana
.....30°S.....		Subducción de la dorsal de Juan Fernández
30°S	40°S	Zona Volcánica del Sur
.....40°S.....		Subducción de la dorsal de Chile
40°S	43°S	Zona Patagónica sin vulcanismo activo
43°S	47°S	Zona Volcánica Austral

**Figura 2.3:** zonas sin vulcanismo y zonas volcánicas de la cordillera de los Andes, con indicación de las dorsales oceánicas que distorsionan la geometría de la subducción.



El mapa de la figura 2.4, elaborado sobre versiones publicadas con anterioridad (Stern, 2004; Ramos & Alemán, 2000), representa la distribución espacial de los elementos que conforman el contexto tectónico de la cordillera de los Andes: 1) el sistema de placas y dorsales oceánicas del Pacífico Sur y la placa continental de Suramérica (Stern, 2004); 2) las dorsales asísmicas (Gutscher, 2002; Heezen & Tharp, 1977); 3) las edades del fondo oceánico en la fosa de Perú-Chile (Stern, 2004; Angermann et al., 1999; Norambuena et al., 1998); 4) las velocidades y dirección de expansión de las placas y los ángulos del plano de subducción (Stern, 2004; Angermann et al., 1999; Norambuena et al., 1998); 5) las isobatas que representan la profundidad del plano de contacto entre las placas por debajo del continente (Ramos & Alemán, 2000; Engdahl et al., 1998; Engdahl et al., 1995); y 6) las zonas de la cordillera con actividad volcánica, donde la subducción es inclinada, y las zonas de subducción plana sin actividad volcánica (Stern, 2004).

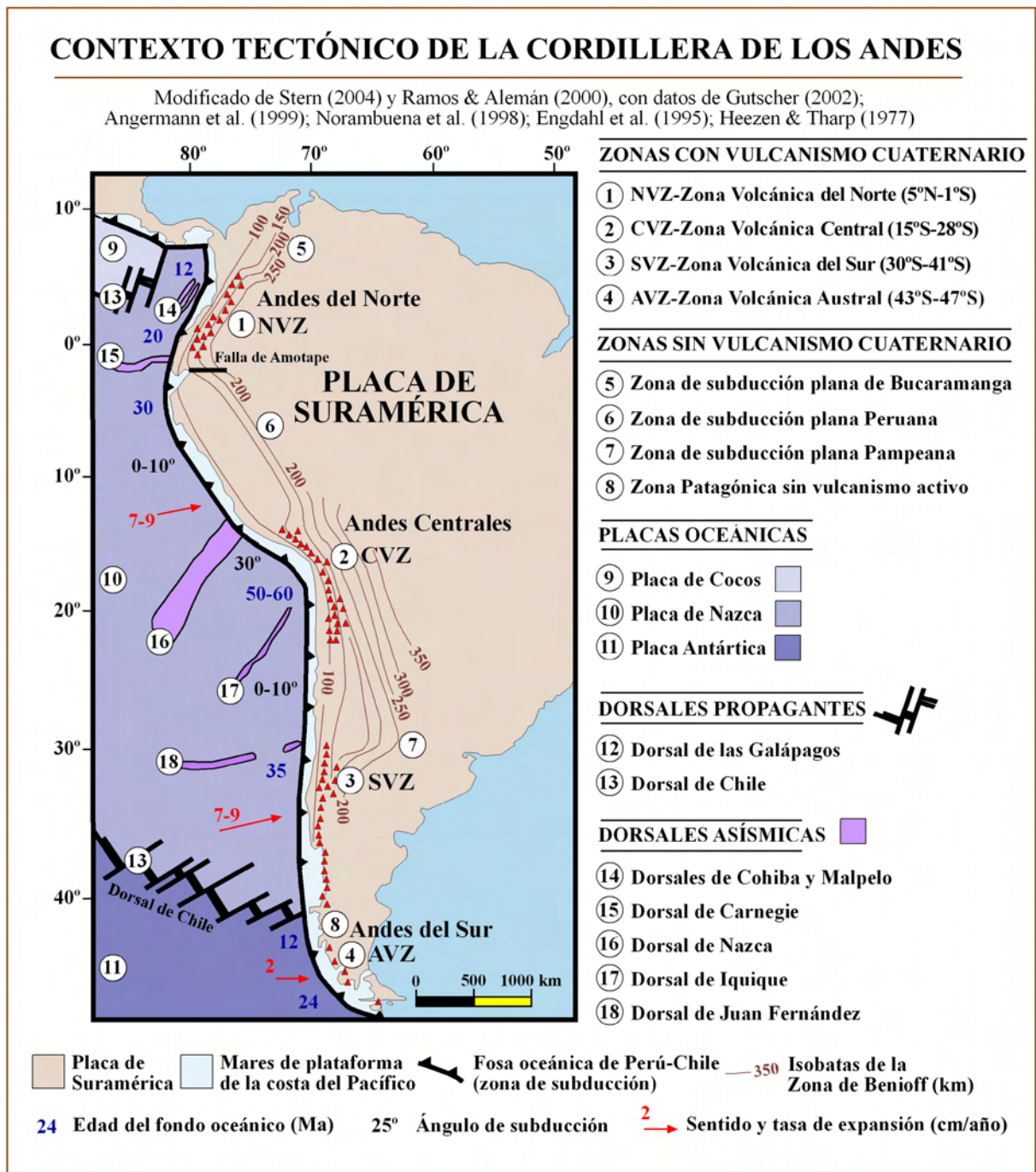
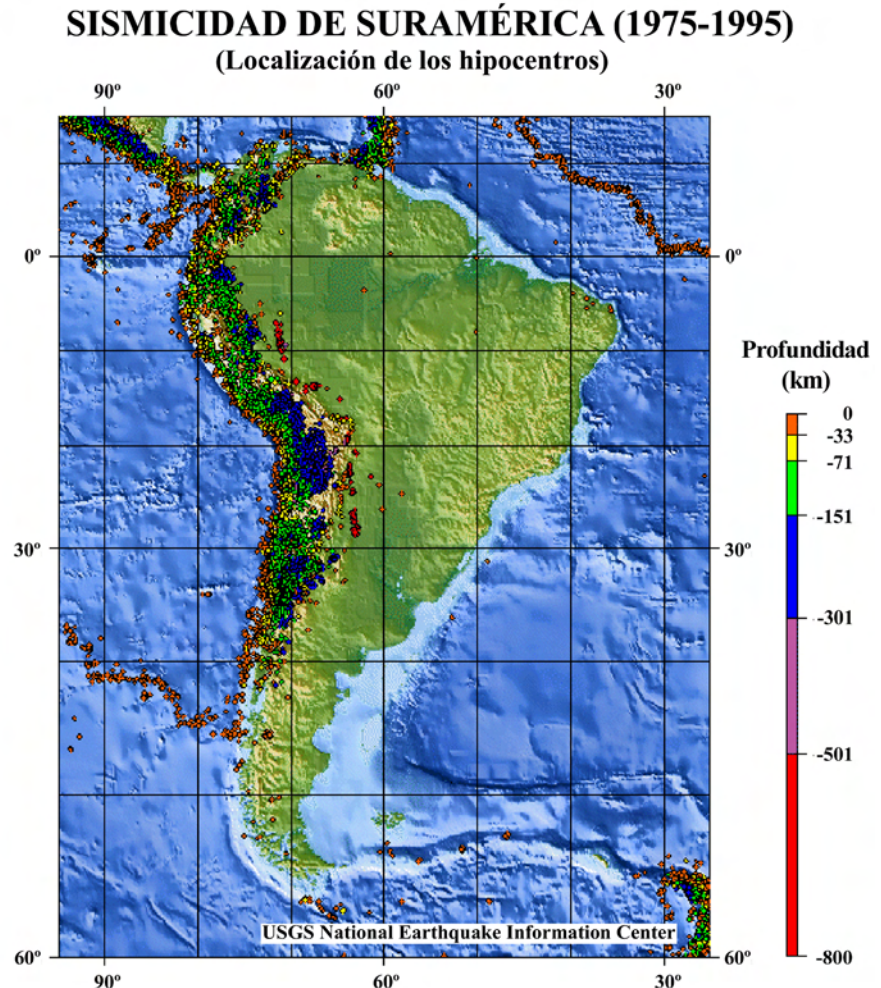


Figura 2.4: contexto tectónico de la cordillera de los Andes.

En el margen occidental de Suramérica los movimientos sísmicos son frecuentes, como consecuencia de la fricción entre las placas durante el proceso de subducción. La localización de los focos de los sismos (hipocentros) se calcula relacionando la velocidad de las ondas P (primarias) y S (secundarias), con un factor de corrección (Ortiz, 2000a). Mediante el análisis de una serie larga de sismos se ha definido un plano que contiene todos los hipocentros, denominado Zona de Benioff, que ha permitido reconocer la geometría de la subducción.

La figura 2.5 representa la distribución espacial y profundidad de los hipocentros de los sismos ocurridos entre 1975 y 1995 en Suramérica y las dorsales de sus márgenes oceánicos.

El incremento de la profundidad de los hipocentros de Oeste a Este, bajo el margen occidental del continente, refleja la subducción del plano de contacto entre las placas y la intensa actividad sísmica superficial en la dorsal propagante de Chile, la dislocación de las fallas transformantes causados por las diferencias de velocidad de expansión de la placa de Nazca y la placa Antártica.



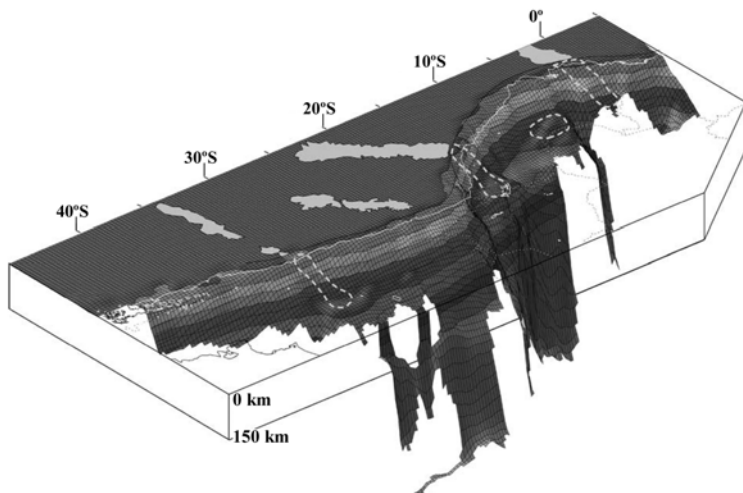
**Figura 2.5:** sismicidad en Suramérica y las dorsales propagantes entre 1975 y 1995. Fuente: *United States Geological Service National Earthquake Information Center*, en [www.gisandes.brgm.fr](http://www.gisandes.brgm.fr).

#### PLANO DE SUBDUCCIÓN DE LA PLACA DE NAZCA

Modificado de Gutscher (2002)

La figura 2.6 es un modelo tridimensional del plano de subducción de la placa de Nazca generado mediante la representación de la Zona de Benioff (Gutscher, 2002).

Las áreas de color gris claro delimitan la dorsales asísmicas y las líneas discontinuas blancas su sector subducido.



**Figura 2.6:** modelo tridimensional de la Zona de Benioff de la placa de Nazca, equivalente al plano de subducción.

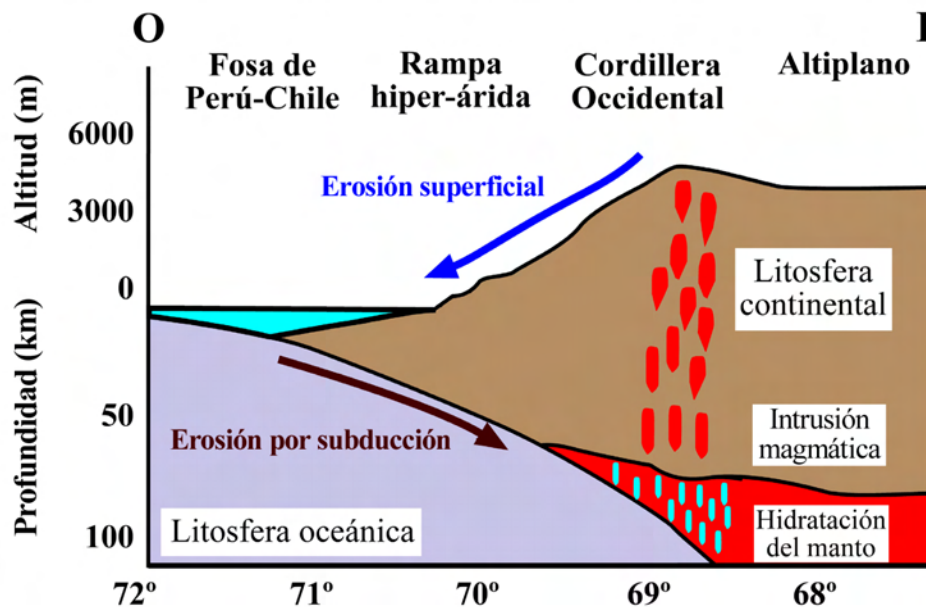


Durante la subducción, una cantidad relativamente elevada de material cortical se incorpora a la fosa oceánica y se introduce en el sector superior del manto acompañando a la placa oceánica. Esos depósitos tienen una proporción variable de agua en su estructura mineral, que se libera como consecuencia del incremento de presión asociado a la subducción e hidrata el sector superior del manto. La transferencia de humedad rebaja el punto de fusión de los minerales y favorece la formación de magmas por debajo del orógeno (Martí, 2003). La agregación de material cortical a la subducción se produce por dos mecanismos (figura 2.7):

**1) Erosión superficial exógena:** causada por la erosión de la superficie terrestre y el transporte de sus productos hacia el mar por la red de drenaje.

**2) Erosión por subducción:** debida a la erosión de la placa continental por el rozamiento de la placa oceánica, con una tasa que depende del ángulo de la subducción y el volumen de sedimentos terrígenos acumulados en la fosa, que funcionan como un agente lubricante en el plano de contacto entre las placas (Stern, 2004; Bangs & Cande, 1997; Lamb & Davis, 2003; Scholl et al., 1980; Shreve & Cloos, 1986)

#### INCORPORACIÓN DE MATERIAL CORTICAL A LA SUBDUCCIÓN



**Figura 2.7:** aporte de material cortical a la fosa oceánica por erosión superficial y erosión por subducción.

La cantidad de material cortical que se incorpora a la fosa oceánica por erosión superficial depende de la cuantía de la precipitación (Stern, 2004; Kulm et al., 1977). Por esa razón en el Sur del Perú y el Norte de Chile debe ser muy reducida, como consecuencia de la aridez del clima (Stern, 2004; Hartley, 2003; Hartley et al., 2000) y la fosa oceánica se detecta con mayor claridad en ese intervalo de latitud (Stern, 2004; Thornburg & Kulm, 1987).

En la Zona Volcánica Central (15°S-28°S), donde se encuentra el complejo volcánico Nevado Coropuna, las tasas de erosión por subducción pueden ser significativamente más elevadas que en otras partes de los Andes, porque la corteza continental es extremadamente gruesa, el plano de contacto entre las placas es mayor y la cantidad de sedimentos aportados por erosión superficial es más reducida. En esas condiciones la roca erosionada puede representar hasta un 4% del volumen total de corteza oceánica subducida (Stern, 2004), con tasas del orden de 40 km<sup>3</sup> de corteza erosionada por millón de años y kilómetro de fosa (Stern, 2004; Lallemand, 1995; Ziegler et al., 1981).

El proceso de subducción tiene cuatro efectos en los Andes Centrales, a los que se van a dedicar los siguientes apartados:

- 1) El levantamiento de la cordillera.
- 2) El espesor y acortamiento de la corteza continental.
- 3) La aparición del altiplano andino entre los dos ramales de la cordillera.
- 4) La alternancia de regiones con vulcanismo y regiones sin actividad volcánica.

## **EL LEVANTAMIENTO DE LA CORDILLERA**

La cordillera de los Andes es el resultado de tres ciclos geodinámicos. El primero es de edad precámbrica, anterior a 540-600 Ma, el segundo tuvo lugar entre el Paleozoico y el Triásico inicial, entre 542 y 251 Ma, y el tercero comenzó en el Triásico final, hace 250 ó 240 Ma. El inicio del último ciclo andino coincidió con la apertura del Atlántico Sur e incluyó una primera fase que se prolongó hasta el Senoniense (94-71 Ma), con un tipo de subducción, un vulcanismo y un ambiente sedimentario muy diferentes a los actuales (Benavides-Cáceres, 1999).

Durante el Senoniense tuvo lugar un profundo cambio geodinámico, con tres acontecimientos íntimamente relacionados entre sí que han conducido a la configuración actual de los Andes Centrales (Benavides-Cáceres, 1999): la aparición del tipo de subducción andina, la retirada del mar y la emergencia de la cordillera.

Desde entonces se han sucedido nueve pulsos compresivos (figura 2.8) que se han tenido como consecuencia el incremento del levantamiento de la cordillera y el engrosamiento de la corteza, entre los que se han intercalado periodos de calma tectónica durante los que se formaron las superficies de erosión que han configurado el paisaje del altiplano.

Como consecuencia de las fases activas, que se han prolongado entre 1 y 5 Ma, en el margen de colisión continental se ha desarrollado un arco magmático con actividad plutónica y volcánica muy intensas, que constituye el sector occidental del Oroclinal Boliviano.

El levantamiento de la cordillera tiene importantes consecuencias en la red de drenaje, la dinámica de laderas y la extensión de las glaciaciones (Clapperton, 1993), que serán explicadas a continuación presentando como ejemplo casos documentados durante el trabajo de campo.

### **PULSOS TECTÓNICOS DEL CICLO ANDINO ACTUAL (Senoniense-Cuaternario)**

<b>PULSO TECTÓNICO</b>	<b>CRONOLOGÍA (Ma)</b>
<b>Quechua IV</b>	<b>Pleistoceno inicial</b>
<b>Quechua III</b>	<b>5-4</b>
<b>Quechua II</b>	<b>8-7</b>
<b>Quechua I</b>	<b>17</b>
<b>Incaico IV</b>	<b>22</b>
<b>Incaico III</b>	<b>30-27</b>
<b>Incaico II</b>	<b>43-42</b>
<b>Incaico I</b>	<b>59-55</b>
<b>Peruano</b>	<b>84-79</b>

**Figura 2.8:** secuencia de pulsos tectónicos del ciclo andino desde el Senoniense (Benavides-Cáceres, 1999).

### **Tectónica y red de drenaje**

La respuesta de la red de drenaje frente a la tectónica puede resolverse mediante fuertes encajamientos o formando llanuras y terrazas fluviales.

En los sectores de la cordillera, donde la densidad de fracturación es mayor y las pendientes son más elevadas, el levantamiento tiene dos consecuencias que actúan en sentidos opuestos. Por una parte incrementa la capacidad de incisión fluvial, de manera que durante las fases tectónicamente activas se desarrollan valles que alcanzan varios miles de metros de profundidad en los que los ríos ahondan sus cauces más rápidamente que los ensancha la dinámica de laderas. Por otro lado favorece la ocurrencia de deslizamientos, que son relativamente frecuentes y muchas veces provocan obturaciones de los ríos. Otros procesos que tienden a canalizarse vertiente abajo, como coladas de lava, flujos piroclásticos, lahares o desprendimientos por simple gravedad también pueden tener consecuencias semejantes.

La coexistencia de la intensa incisión fluvial con los fenómenos que provocan obturaciones ha causado una secuencia cíclica de episodios de relleno y re-excavación del fondo de los valles que debe haberse sucedido con una frecuencia elevada desde el inicio del ciclo andino actual.

Dependiendo del volumen de materiales implicados y la profundidad y geometría del valle, los episodios de relleno pueden construir diques naturales que represan los ríos, formando aguas arriba lagos que en el pasado han alcanzado dimensiones considerables, como pone de manifiesto la presencia de depósitos lacustres en el valle alto del Colca (Gómez et al., 2004).

Una vez constituidos esos embalses naturales pueden evolucionar de diferente manera. Si el levantamiento tectónico provoca una disección fluvial progresiva de los diques, el volumen represado se desagua tranquilamente alimentando el régimen ordinario del río. Sin embargo, si se produce una rotura catastrófica, por ejemplo como consecuencia de un sismo suficientemente intenso, el resultado es el desencadenamiento de gigantescas avenidas hipersaturadas que tienen gran capacidad erosiva y probablemente han desempeñado un importante papel en el encajamiento del río (Ticona et al., 2002).

El análisis de los depósitos presentes en los tramos inferiores del Colca demuestra que esos eventos pueden haber sido relativamente frecuentes durante el Cuaternario. No obstante sus características sedimentológicas son muy parecidas a las que generan otros tipos de avenidas hipersaturadas, como los lahares, de manera que procesos con orígenes diferentes están registrados por formas y formaciones demasiado parecidas para distinguirlos con claridad.

A diferencia de lo que sucede en las cabeceras de los ríos que disectan la cordillera y el altiplano, en los tramos inferiores que cortan la rampa que desciende hacia el Océano Pacífico, donde la morfología de los valles se ensancha y la pendiente se reduce, la red de drenaje responde al levantamiento de la cordillera formando llanuras o terrazas fluviales.

La aparición de una u otras formas depende de la relación que se establezca en cada caso entre el régimen tectónico y el déficit y el excedente sedimentario del río. Cuando la sedimentación predomina sobre el levantamiento se construyen amplias llanuras aluviales como las que aparecen en el fondo del Majes, pero cuando el balance resulta favorable al levantamiento, la respuesta a cada pulso tectónico es un episodio de excavación de la llanura aluvial, generando terrazas que finalmente quedan colgadas topográficamente sobre el nivel de base del río.

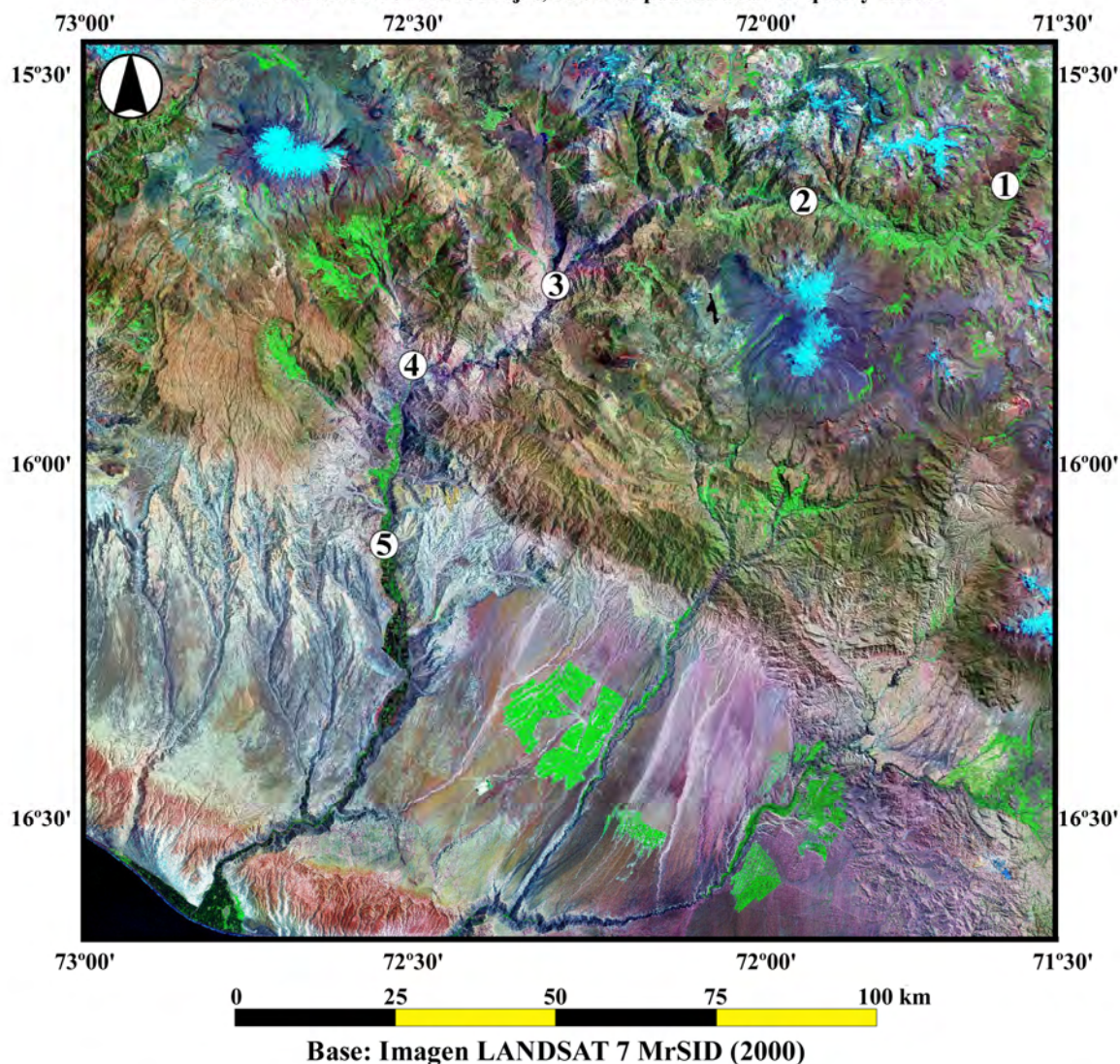
La región de los Andes Centrales donde se encuentra el Nevado Coropuna está profundamente disectada por las redes de drenaje tributarias de los ríos Ocoña y Majes. En ambas cuencas hidrográficas existen multitud de evidencias que demuestran la ocurrencia de los ciclos alternantes de incisión fluvial y relleno de los valles.

A continuación se expondrán tres casos que se documentaron en el valle alto del Colca (figura 2.9), entre las localidades de Canocota y Chivay (1), en la base del cerro Bomboya, donde el valle del Colca se transforma en un profundo cañón (2), y en la confluencia del Valle de los Volcanes con el cañón del Colca (3). Además se presentarán dos casos más mostrando terrazas (4) y llanuras fluviales (5), que se encuentran en el fondo del valle del Majes, aguas abajo de los anteriores. Debido a que en Perú la toponimia de los ríos varía durante su recorrido, el mismo curso se denomina Colca en la cabecera y Majes en el tramo inferior, por lo que en realidad todos los casos se localizan al lo largo del colector principal de la red de drenaje.

### CICLOS DE INCISIÓN FLUVIAL Y RELLENO DE LOS VALLES

Localización de los casos documentados en el eje fluvial Colca-Majes

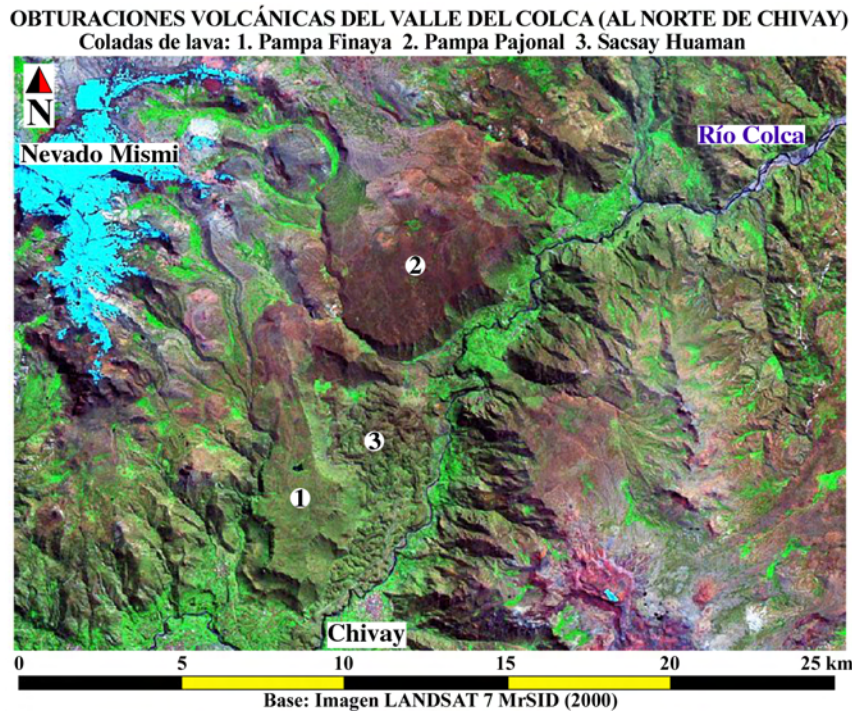
1. Valle del Colca entre las localidades de Canocota y Chivay
2. Cañón del Colca en la base del cerro Bomboya
3. Confluencia del cañón del Colca y el Valle de los Volcanes
4. Desembocadura del río Capiza en el Colca
5. Llanuras aluviales del río Majes, entre las poblaciones de Aplao y Corire



**Figura 2.9:** localización de los casos representativos de los ciclos de incisión fluvial y relleno de los valles, en los tramos altos, y formación de llanuras y terrazas fluviales, en el tramo medio del eje fluvial Colca-Majes.



La figura 2.10 es una imagen de satélite del valle alto del Colca, aguas arriba de la localidad de Chivay (3750 m). En ese sector se han documentado eventos de obturación generados por emisiones volcánicas y deslizamientos, evidentes por la conservación de las unidades que propiciaron los represamientos y la presencia de depósitos lacustres. De todos los casos detectados se van a presentar dos que reflejan la capacidad de la red de drenaje para incidir con rapidez el relleno del fondo de los valles, a pesar de su gran espesor y resistencia mecánica. En el mapa se han señalado dos conjuntos de lava que rellenaron el fondo del valle en dos o tres fases distintas.



**Figura 2.10:** imagen de satélite del valle alto del Colca aguas arriba de la localidad de Chivay.

Los episodios de relleno con cronologías relativas más dilatas fueron protagonizados por dos coladas de lava de dimensiones kilométricas, que en la cartografía de la figura 2.10 se han denominado de la misma manera que en el mapa topográfico nacional: Pampa Finaya (1) y Pampa Pajonal (2). En Perú el término “pampa” se refiere a planicies amplias, siendo comunes en la toponimia del altiplano y la rampa que desciende hacia el Pacífico. La utilización de ese término para designar a las superficies culminantes de las coladas de lava refleja su gran tamaño, que dificulta enormemente su reconocimiento en el campo. Por esa razón fueron solo pudieron identificarse cuando se abordó el reconocimiento del valle a través de la interpretación de fotografías aéreas e imágenes de satélite.

En su sector superior la superficie de las coladas de lava ha sido intensamente erosionado por los paleoglaciares, teniendo por esa causa una tonalidad más grisácea que la parte inferior, de colores marrones verdosos. Al Oeste de la cabecera de la colada de Pampa Finaya pueden distinguirse las morrenas correspondientes al último máximo avance de las masas de hielo del Nevado Mismi, formando una artesa glaciar que desciende hacia el Sur. En el fondo del valle los frentes de las dos coladas están afectados por deslizamientos, teniendo por esa razón el aspecto afacetado que puede distinguirse en la imagen de satélite. Los depósitos de los deslizamientos que afectan al lado oriental de la colada de Pampa Finaya están cubiertos por las emisiones de lavas fisurales de Sacsay Huaman (3), que tienen unas dimensiones mucho más reducidas y pueden reconocerse en el mapa por su aspecto agusanado. Aunque esas unidades también rellenaron el fondo del valle su relación con las anteriores demuestra que lo hicieron mucho más recientemente.



En las siguientes figuras se presentan algunas de las fotografías que se realizaron durante las campañas de trabajo de campo para documentar el caso de las obturaciones volcánicas del valle alto del Colca.

En la figura 2.11 puede contemplarse el tramo del río que discurre entre las localidades de Canocota (3900 m) y Chivay (3750 m), encajándose en el interior de un cañón de decenas de metros de altura abierto por la disección fluvial entre las coladas de lava de Sacsay Huaman (figura 2.10-3), que en un pasado relativamente reciente obturaron el fondo del valle. El nivel culminante del relleno esta representado por la planicie que aparece en la parte derecha de la fotografía con colores amarillentos, por estar ocupada por parcelas agrícolas.



**Figura 2.11:** vista del tramo del Colca entre Canocota y Chivay.

La figura 2.12 es una vista panorámica del frente de la colada de lava de Pampa Finaya (figura 2.10-1) desde la localidad de Chivay. Las lomas rocosas que se distinguen en primer plano cubiertas de formaciones arbustivas son los frentes de las coladas de las lavas fisurales de Sacsay Huaman, que obturaron el fondo del valle del Colca desde esta posición hasta la localidad de Canocota. A la izquierda de la fotografía se distinguen en el horizonte las cumbres nevadas del complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca.



**Figura 2.12:** panorámica de los frentes de las coladas de lava de Pampa Finaya y Sacsay Huaman .



La figura 2.13 es un montaje de dos fotografías realizadas desde una posición elevada sobre el Colca, cerca de la localidad de Pinchollo (3600 m), entre 30 y 40 km aguas abajo de Chivay (3750 m). A diferencia de los casos presentados en las figuras anteriores (2.10, 2.11 y 2.12), donde el fondo del valle había sido obturado por coladas de lava, en este tramo no se han producido episodios de relleno, de manera que es posible evaluar la capacidad de la incisión fluvial para profundizar los cauces por antecedencia, como consecuencia del levantamiento de la cordillera y la densidad de la red de fracturación.

En esta posición el Colca ha excavado un impresionante cañón de varios miles de metros de profundidad con respecto a las cumbres de las montañas que conforman sus vertientes. El lecho del río, en la parte inferior izquierda de la fotografía, se encuentra a 2600 m de altitud, y las cumbres del Cerro Bomboya, en la parte superior, se elevan hasta 5200 m, exactamente el doble que el nivel de base actual del río. La magnitud del desnivel expresa el fortísimo encajamiento que constituye uno de los principales efectos de la tectónica en la red de drenaje.



**Figura 2.13:** vista del cañón del Colca desde el mirador del Cóndor, junto a la carretera de Huambo a Chivay.



Entre 30 y 40 km al Este del complejo volcánico Nevado Coropuna hay una fosa tectónica que se abre en la cordillera con dirección NS, se prolonga durante más de 60 km entre las localidades de Orcopampa (3779 m) y Ayo (1956 m) y desemboca 5 km al SE de esa localidad en el cañón del Colca. El fondo de la fosa se encuentra entre 1000 y 1500 m por debajo de las cumbres que la enmarcan y esta completamente recubierto por conos monogenéticos y coladas de lava, denominándose por esa razón Valle de los Volcanes. En la confluencia de ambos colectores el cañón del Colca ha cortado el relleno del fondo de ese valle formando un profundo barranco de 400 m de desnivel.

La fotografía de la figura 2.14, realizada desde el borde del escarpe, es una vista de la desembocadura del Valle de los Volcanes en el cañón del Colca. En la parte inferior se distinguen las coladas de lava que en un pasado relativamente reciente rellenaron el fondo de los dos valles. Tienen un color rojizo causado por procesos de oxidación y pequeñas acumulaciones de arenas de color blanco, depositadas por el viento en las depresiones generadas en la superficie por las ondas de flujo de la lava. La presencia de un retazo del mismo material volcánico en la vertiente contraria del cañón (señalado en la figura) demuestra que el relleno se produjo y fue disectado posteriormente por el río Mamacocha, que proviene del Valle de los Volcanes, hasta el nivel de base actual. En las paredes verticales del margen izquierdo del Colca (en la parte derecha de la fotografía), la disección fluvial ha dejado al descubierto una serie de estratos que aparecen deformados reflejando la intensidad de los esfuerzos tectónicos, destacando un pliegue en rodilla de 90°.



**Figura 2.14:** confluencia del Valle de los Volcanes con el cañón del Colca. Fotografía realizada por el profesor Douglas Burbank (Universidad de Santa Bárbara, EEUU).



Los casos expuestos con anterioridad en el tramo del Colca comprendido entre Canocota y Chivay (figura 2.11) y en su confluencia con el Valle de los Volcanes (figura 2.14) reflejan episodios de relleno de profundos cañones que posteriormente han sido disectados de nuevo por los ríos hasta el nivel de base, poniendo de manifiesto la continuidad, intensidad y velocidad del levantamiento de la cordillera. Para completar la revisión de los efectos de la tectónica sobre la red de drenaje a continuación se exponen los casos seleccionados como ejemplo de la respuesta de la red de drenaje a la tectónica mediante la formación de llanuras y terrazas fluviales.

La figura 2.15 es una panorámica de la desembocadura del río Capiza (en la parte izquierda de la fotografía) en el Colca (en el lado derecho), entre 35 y 40 km aguas abajo de su confluencia con el Valle de los Volcanes. El fondo de valle del Capiza está excavado en un nivel de terrazas que nace aguas arriba y se eleva decenas de metros sobre su lecho actual, que discurre meandriforme sobre una estrecha llanura aluvial. En la parte derecha de la fotografía se distingue el curso del Colca, que se encaja algunas decenas de metros por debajo de la llanura aluvial del Capiza. En esa posición el nivel de base se encuentra 900 m de altitud.



**Figura 2.15:** panorámica de la desembocadura del río Capiza en el Colca, al SE del Nevado Coropuna.

La fotografía de la figura 2.16 es una vista del valle del Majes, aproximadamente 50 km río abajo de la desembocadura del Capiza en el Colca. En este tramo del eje Colca-Majes la altitud de la llanura aluvial ha descendido hasta un intervalo comprendido entre 600 y 700 m, tiene entre varios centenares de metros y un par de kilómetros de anchura y está surcada por largas barras aluviales colonizadas por árboles, poniendo de manifiesto que esas formas sólo son removilizadas después de largos periodos de recurrencia.



**Figura 2.16:** llanura aluvial del Majes.

### **Tectónica y dinámica de laderas**

Los fenómenos más comunes desencadenados por la tectónica en las vertientes de los Andes Centrales son deslizamientos de laderas, flujos masivos y caída de rocas por gravedad (Clapperton, 1993). Los deslizamientos se producen con frecuencia en vertientes inestabilizadas por una incisión fluvial rápida, generalmente a favor de la red de fracturación. Las avalanchas se relacionan a menudo con la puesta al descubierto de niveles de materiales que se inestabilizan como consecuencia de la descompresión y caen por gravedad cuando se produce un sismo suficientemente intenso. La erosión diferencial de las capas que conforman las vertientes también constituye un importante factor de inestabilización, incrementando la susceptibilidad de todo el conjunto a participar en el deslizamiento.

Además de los terremotos, otras causas pueden desencadenar deslizamientos de ladera y avalanchas de rocas, como grandes avenidas causadas por lluvias intensas, fusiones nivales masivas y repentinas, o cualquier proceso que genere la superación del umbral crítico de estabilidad de las vertientes (Clapperton, 1993). Como consecuencia de la concatenación de todos esos factores, los deslizamientos son frecuentes en la región del Nevado Coropuna, en relación directa con la tectónica y el profundo encajamiento de la red de drenaje.

La fotografía de la figura 2.17 muestra el corte excavado por el río Cotahuasi en los depósitos que previamente habían obturado el fondo del valle como consecuencia de un deslizamiento de ignimbritas procedente del borde del altiplano.

La dinámica que experimenta el material en el interior del flujo produce transformaciones en sus componentes que influyen en la naturaleza del proceso. Las ignimbritas tienen tendencia a triturarse muy rápidamente durante la avalancha, generando una fracción fina que engloba a las partículas de mayor tamaño, y constituyen una masa que se desplaza velozmente valle abajo y se deposita de una sola vez.



**Figura 2.17:** incisión del río Cotahuasi en los depósitos ignimbríticos del deslizamiento que rellenó el fondo del valle.

Para describir el evento que provocó el emplazamiento de los depósitos de la figura 2.17 y la obturación del río, en la página siguiente se presentan una panorámica de los escarpes generados en el altiplano por el deslizamiento (figura 2.18) y otra de sus depósitos (figura 2.19), que generaron la topografía escalonada que acoge a la localidad de Cotahuasi (2683 m). En la imagen de satélite de la figura 2.20 los escarpes del deslizamiento se distinguen en colores rojos y negros, el sector superior de sus depósitos en tonalidades de verdes oscuros y marrones y su parte inferior por aparecer verde amarillenta, como consecuencia de la reflectancia de las parcelas agrícolas instaladas en su superficie. El escarpe excavado en el borde del altiplano por el deslizamiento se encuentra 30 km al NO del Nevado Coropuna.



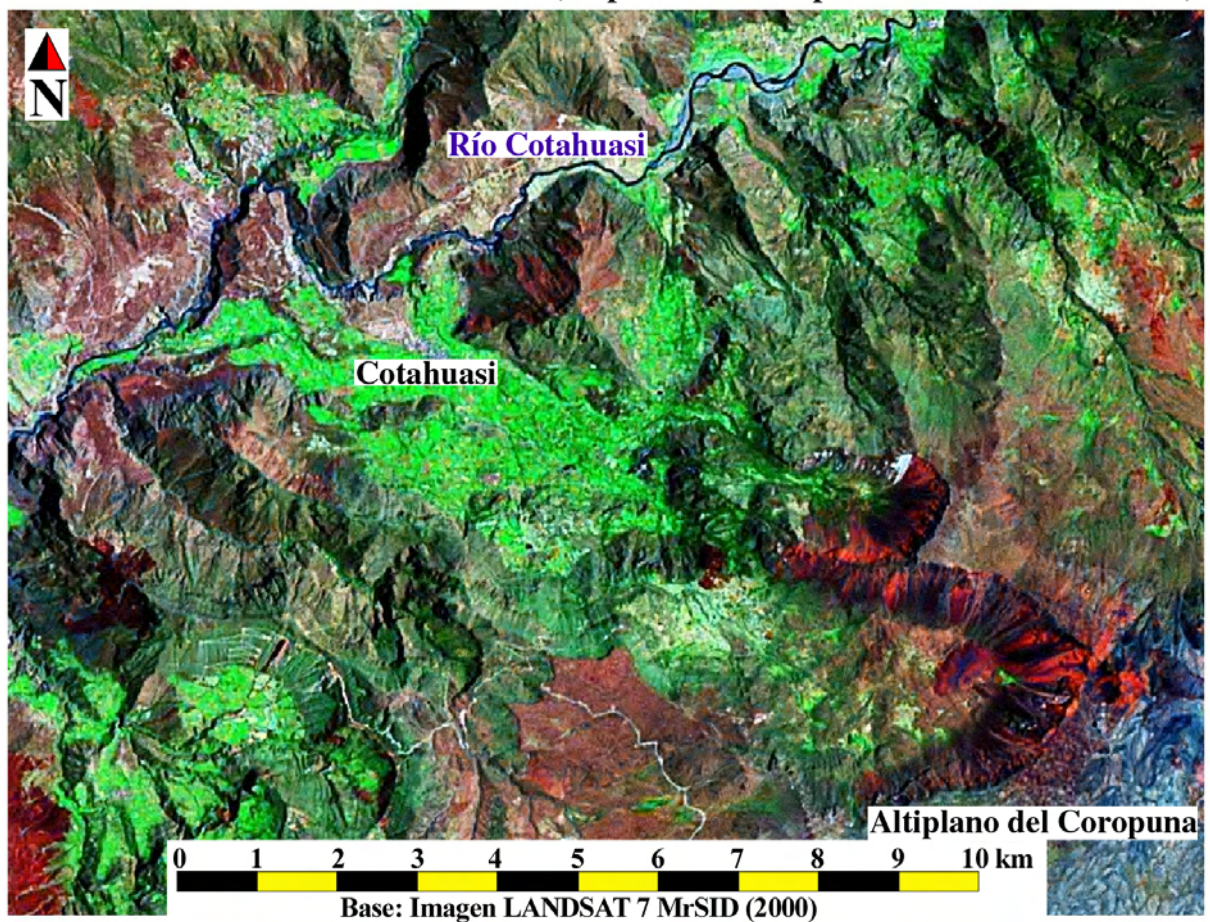


**Figura 2.18:** panorámica de la cicatriz generada en el altiplano por el deslizamiento de Cotahuasi.



**Figura 2.19:** panorámica del sector inferior de los depósitos del deslizamiento de Cotahuasi.

#### **DESLIZAMIENTO DE COTAHUASI (altiplano del Coropuna-Cañón del Cotahuasi)**



**Figura 2.20:** imagen de satélite del deslizamiento de Cotahuasi.

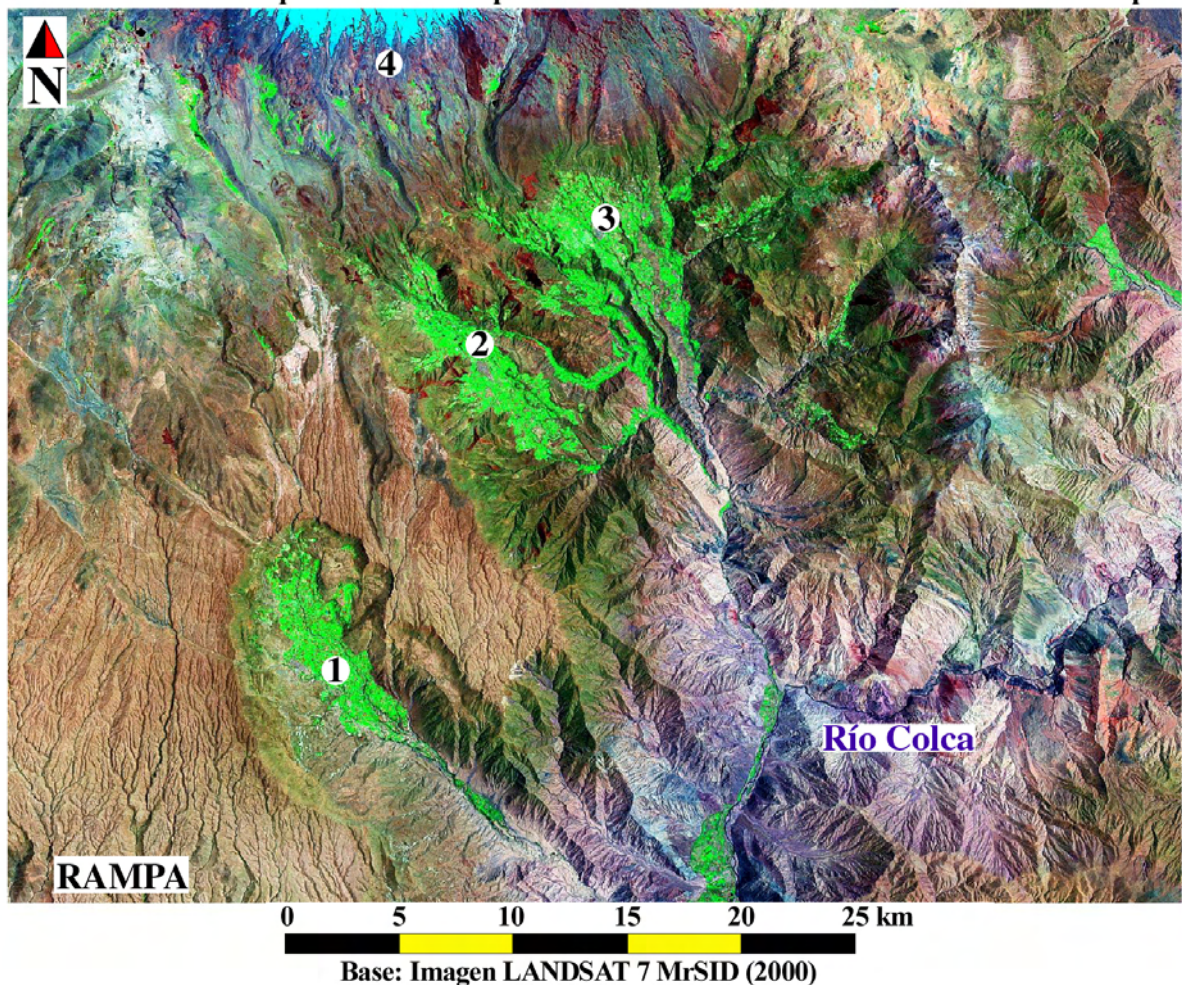


El basamento sobre el que se ha edificado el complejo volcánico Nevado Coropuna consiste en una secuencia de niveles litológicos con propiedades diferentes (resistencia mecánica o química, permeabilidad, porosidad, solubilidad), que la acción combinada del levantamiento tectónico y la erosión fluvial han dejado al descubierto en las escarpadas vertientes de los valles. Posteriormente, la erosión diferencial de esos niveles desestructuró el conjunto, inestabilizándolo y generando las condiciones propicias para que sucediesen grandes deslizamientos, como consecuencia de sismos tectónicos, colapsos gravitatorios o por cualquiera de las causas explicadas con anterioridad.

En ese contexto el complejo volcánico aparece emplazado sobre un conjunto de deslizamientos gigantes que afectaron el borde del altiplano generando las depresiones de dimensiones kilométricas que se muestran en la figura 2.21. Los depósitos de los deslizamientos, que se extienden vertiente abajo durante decenas de km y están profundamente incididos por la red de drenaje, se diferencian con claridad en la imagen de satélite por aparecer con colores verdes debido a la presencia de parcelas agrarias que ocupan sus laderas de topografía escalonada

En la página siguiente se presentan una vista panorámica desde el borde del deslizamiento de Chuquibamba (figura 2.22) y una fotografía aérea oblicua realizada desde la ventanilla de un vuelo comercial entre las ciudades de Lima y Arequipa (figura 2.23).

**DESLIZAMIENTOS EN EL BORDE MERIDIONAL DEL ALTIPLANO DEL NEVADO COROPUNA**  
**Deslizamientos: 1. Chuquibamba 2. Pampacolca 3. Viraco 4. Vertiente Sur del Nevado Coropuna**



**Figura 2.21:** imagen de satélite de los deslizamientos que afectan al borde meridional del altiplano sobre el que se levanta el complejo volcánico Nevado Coropuna.



La figura 2.22 es una vista panorámica desde el escarpe del deslizamiento gigante señalado en la figura 2.21 con el número 2, cuyos depósitos se desparraman vertiente abajo conformando la topografía escalonada en la que se asientan la localidad de Chuquibamba y las parcelas agrícolas en las que sus habitantes desarrollan la mayor parte de sus actividades económicas.



**Figura 2.22:** panorámica del deslizamiento de Chuquibamba (figura 2.21-2) desde el borde del altiplano.

En la fotografía aérea oblicua de la figura 2.23 puede contemplarse la depresión abierta en el altiplano y la rampa que desciende hacia el Pacífico por el deslizamiento de Chuquibamba. En primer plano, la rampa aparece en colores marrones claros y surcada por un sin fin de cauces parafluviales cuyo origen debe estar relacionado con el proceso de deglaciación posterior a la última máxima expansión de las masas de hielo sobre el altiplano. En segundo plano, el fondo de la depresión formada por los deslizamientos aparece en colores verdosos, por estar ocupada por explotaciones agrícolas. En la parte superior izquierda de la fotografía aparece el Nevado Coropuna, semiculto por una capa de nubes estratificadas por debajo de las que alcanzan a verse los frentes de los glaciares de su sector SO.



**Figura 2.23:** fotografía aérea oblicua del deslizamiento de Chuquibamba (figura 2.21-2).

### **Tectónica y glaciación**

Clapperton (1993) señaló que la tectónica ha influido de dos maneras en la extensión y duración de las glaciaciones:

**1) Elevando los territorios por encima de la paleoELA:** dependiendo del ritmo y la distribución espacial del régimen tectónico diferentes regiones pueden haberse levantado por encima de la paleoELA regional al mismo tiempo o de forma diacrónica. Las evidencias geomorfológicas sugieren que algunas regiones de los Andes han permanecido por encima de la paleoELA regional desde el Plioceno, permitiendo la instalación, conservación y desarrollo de las masas de hielo, pero otras no han alcanzado suficiente altitud hasta el Cuaternario reciente (Clapperton, 1993).

**2) Modificando las tendencias regionales del clima:** como se explicará con mayor amplitud en el apartado dedicado a analizar los factores climáticos, la cordillera oriental de los Andes Centrales forma una barrera que se opone al avance de las masas de aire procedentes de la cuenca del Amazonas. La principal consecuencia de ese hecho es que al Oeste de la cordillera oriental las precipitaciones se reducen progresivamente sobre el altiplano y la cordillera occidental, provocando una elevación en el mismo sentido de las ELAs actuales y las paleoELAs atribuidas al Último Máximo Glacial Regional.

La idea de la existencia de una relación entre la tectónica y la extensión de las masas de hielo no es reciente. Clapperton (1993) realizó una amplia revisión bibliográfica sobre esa cuestión. En publicaciones aparecidas en la primera mitad del siglo XX se señaló por primera vez que el levantamiento de la cordillera podía haber afectado a la extensión de las glaciaciones cuaternarias en los Andes de Perú y Bolivia (Steinmann, 1929; Troll, 1929).

Con posterioridad se estimó que durante la última glaciación la cordillera se había levantado entre 800 y 1000 m (Heim, 1951), atribuyéndose a esa causa que la expansión de las masas de hielo hubiese sido más extensa erosionando las evidencias de fases anteriores. Las mismas conclusiones se alcanzaron en los Andes de Argentina (Polansky, 1965), donde la última glaciación también alcanzó mayor amplitud que las precedentes.

Años después surgieron opiniones que discrepaban de las interpretaciones anteriores. Argumentando que el levantamiento de la cordillera ha permanecido siempre ligado al mismo sistema tectónico, consideraron que deben haber existido sectores suficientemente elevados para albergar masas de hielo durante todo el Cuaternario y todas las glaciaciones podrían haber alcanzado una extensión similar (Gates, 1976).

No obstante diferentes trabajos han puesto de manifiesto que las cronologías de las glaciaciones son diferentes en distintas regiones de la cordillera. Mientas en los Andes del Norte sólo hay evidencias de la última glaciación, en los Andes Centrales se han encontrado depósitos de edad pliocena (Clapperton, 1993).

Como consecuencia del tipo de subducción vinculado con el levantamiento, los Andes Centrales deben haber alcanzado altitudes suficientemente elevadas desde fases muy tempranas del último ciclo andino (84-79 Ma), de manera que la presencia de las masas de hielo sólo habría dependido de que las condiciones paleoclimáticas hubiesen sido suficientemente favorables. El problema es que la conservación de sus evidencias es complicada, debido a la magnitud del periodo de tiempo transcurrido.



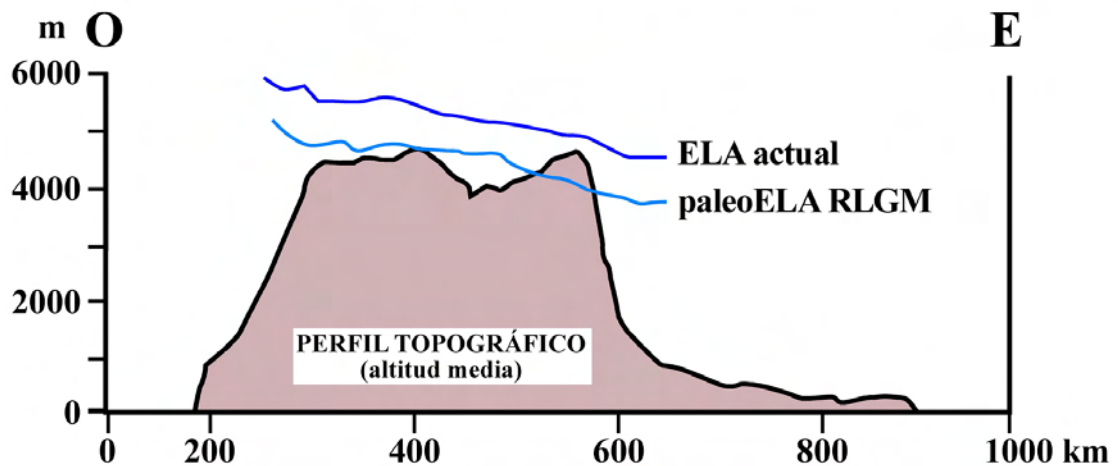
Las cronologías más dilatadas de las glaciaciones andinas se remontan hasta el Plioceno en los Andes Centrales de Bolivia (Clapperton, 1979) y el Mioceno final en los Andes del Sur (Mercer & Sutter, 1981). El registro más detallado se obtuvo en la Patagonia, donde la preservación de una secuencia alternante de capas de till y basaltos permitió realizar dataciones radiométricas del material volcánico y obtener una serie completa desde el Mioceno final hasta el Cuaternario (Clapperton, 1993).

El contexto paleoclimático que se deduce de las evidencias presentes en otras regiones de la cordillera permite suponer que las masas de hielo estuvieron presentes en el Nevado Coropuna desde épocas muy tempranas de su formación. Su origen se remonta hasta el Mioceno final (Weibel & Fejer, 1977), debiendo haber pasado por diferentes fases durante las que cambiaron el tamaño y la morfología de los edificios, desplazando el área de cumbres con respecto a al nivel de la paleoELA por causas tectónicas o volcánicas. Olschusky & Dávila (1994) y Caldas (1993) consideraron que las coladas de lava de su estructura basal son de edad pliocena, de manera que el complejo volcánico puede haber alcanzado altitudes suficientemente elevadas para permitir la presencia de glaciares por lo menos desde esa época.

Teniendo en cuenta los objetivos de la investigación, otra cuestión que tiene gran interés son los efectos de la tectónica en el clima regional que, como se ha señalado, se traducen en una tendencia de la ELA a elevarse a medida que se reducen las precipitaciones. La figura 2.24 es un perfil topográfico de los Andes Centrales a lo largo del paralelo 18°S, en el que Clapperton (1993) representó las altitudes de las ELAs actuales y las paleoELAs atribuidas al Último Máximo Glacial Regional (RLGM). Aunque su autor empleó altitudes promediadas, eliminando las cumbres más elevadas, el gráfico muestra con claridad la tendencia de las ELAs y paleoELAs a incrementarse hacia el Oeste de la cordillera, en el mismo sentido que se incrementa la aridez.

#### **TENDENCIAS REGIONALES DE ELAs y paleoELAs EN LOS ANDES CENTRALES**

**Valores medios a lo largo del paralelo 18°S · Modificado de Clapperton (1993)**



**Figura 2.24:** perfil topográfico de los Andes Centrales mostrando las tendencias regionales de las ELAs actuales y las paleoELAs durante el LGM.

Además del levantamiento tectónico, otra consecuencia del proceso de subducción del fondo del Océano Pacífico por debajo de la placa de Suramérica que caracteriza a la región de los Andes Centrales es el engrosamiento y acortamiento de la corteza continental, cuestión a la que se va a dedicar el siguiente apartado.

## **ESPESOR Y ACORTAMIENTO DE LA CORTEZA CONTINENTAL**

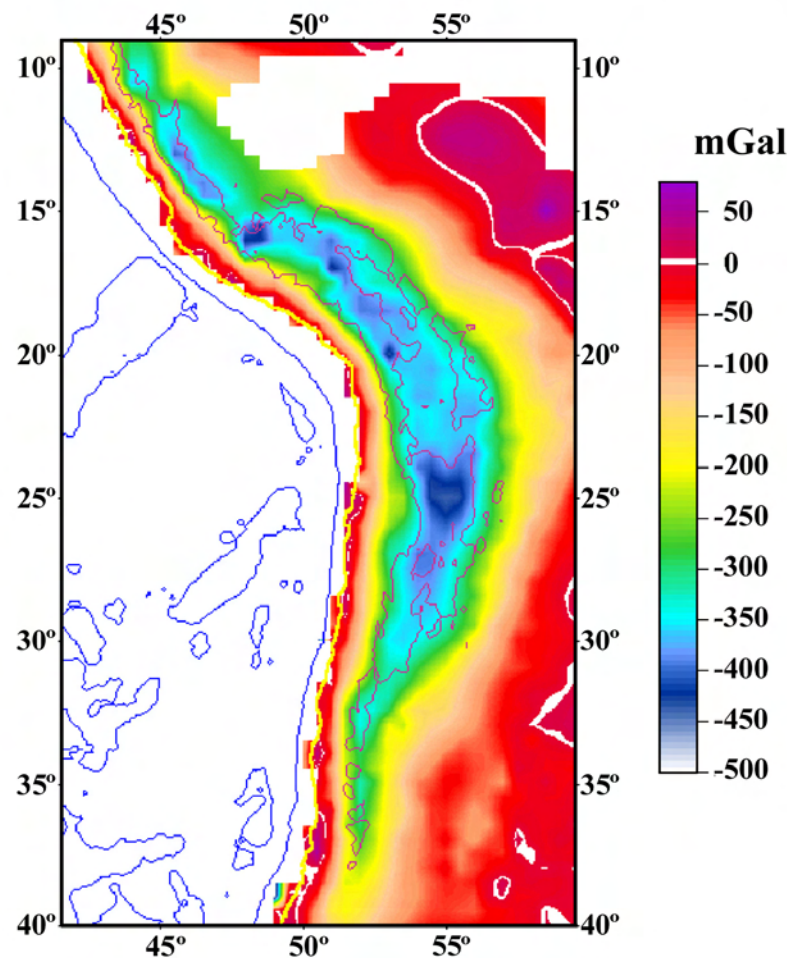
El espesor de la corteza terrestre puede estimarse de modo indirecto utilizando técnicas de gravimetría. La gravedad normal ( $g_0$ ) es un valor de referencia del campo gravitacional de la Tierra, en relación con el elipsoide de rotación. Se calcula con la fórmula internacional de la gravedad, adoptada por la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica en 1930:

$$g_0 = 978,049 (1 + 0,0052884 \sin 2\beta - 0,0000059 \sin 22\beta) \quad \text{siendo } \beta = \text{latitud geográfica}$$

La fórmula se basa en un valor absoluto  $g = 981,274 \text{ cm/seg}^2$ , que se emplea como unidad de medida básica de la gravedad (Gal). Considerando normal el valor de referencia ( $g_0$ ), las anomalías positivas se interpretan como adelgazamientos y las negativas como engrosamientos de la corteza continental.

La figura 2.25 es un mapa de anomalías gravimétricas en los Andes Centrales elaborado mediante la aplicación de una densidad media  $d=2,67$  y la utilización de diferentes parámetros para corregir las mediciones del gravímetro y obtener un resultado final lo más ajustado posible. Las líneas azules representan el contorno de las placas, las dorsales asísmicas y el continente.

**ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS EN LOS ANDES CENTRALES**  
(anomalías de Bouguer)



**Figura 2.25:** mapa de anomalías gravimétricas de los Andes Centrales.  
Modificado de GIS-ANDES ([www.gisandes.brgm.fr](http://www.gisandes.brgm.fr)).

Las técnicas gravimétricas se han aplicado en diversos trabajos desarrollados en los Andes Centrales ampliamente descritos en Stern (2004), que han demostrado la existencia de un gran espesor cortical.

Fukao et al. (1989) realizaron cuatro perfiles gravimétricos a lo largo de la cordillera, uno en el Norte, uno en el centro y otros dos en el Sur de Perú. Las mediciones sugirieron que el espesor de la corteza continental es máximo por debajo de la cordillera occidental y se incrementa de Norte a Sur, con registros de 45 km en la parte septentrional, 55 km en el centro y 65 km en el sector meridional, notablemente más elevados que los 35 km obtenidos al Este de la cordillera oriental, en la plataforma estable brasileña (Fukao et al., 1989).

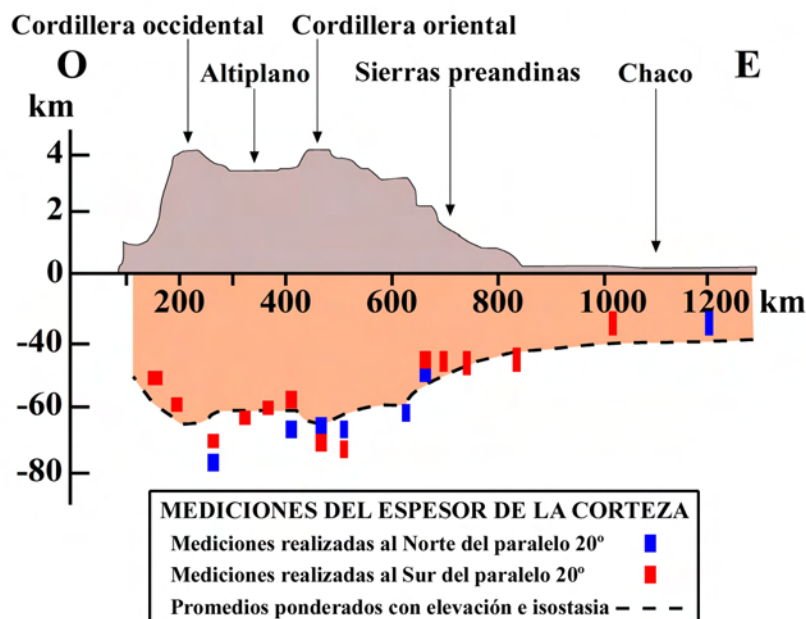
Otros estudios corrigieron al alza esas estimaciones, concluyendo que el espesor de la corteza supera los 70 km en los ramales occidental y oriental de la cordillera y debe encontrarse entre 60 y 65 km por debajo del altiplano (ANCORP, 2003; Beck et al., 1996; Dorbath et al., 1996; James, 1971; Schmitz, 1994; Schmitz et al., 1999; Swenson et al., 2000).

Las mediciones realizadas en diferentes trabajos indican que más allá de los límites del Oroclinal Boliviano el espesor se atenúa en todas direcciones. Se reduce hacia el Norte, con 40-45 km en la parte septentrional de Perú (7°S), aunque vuelve a incrementarse hasta 40-60 km en los Andes de Ecuador (Feininger & Seguin, 1983). También disminuye progresivamente hacia el Este, con 43-47 km en las sierras preandinas y 32-38 km en la planicie del Chaco, entre Bolivia, Paraguay y Argentina (Beck et al., 1996). La misma tendencia se ha observado hacia el Sur, rebajándose hasta 55 km en las Sierras Pampeanas (Kay et al., 1999) y 30-35 km en el Norte de Chile (Lowrie & Hey, 1981).

El engrosamiento de la corteza continental en los Andes Centrales es sólo comparable al observado en la meseta del Tíbet. La figura 2.26 es un perfil gravimétrico elaborado por Beck et al (1996), cruzando la cordillera a lo largo del paralelo 20°S. En el gráfico se indican las mediciones realizadas al Norte y al Sur de esa latitud (signos rojos y azules) y un promedio estimado teniendo en cuenta la elevación y la isostasia (línea discontinua).

### **ESPESOR DE LA CORTEZA EN LOS ANDES CENTRALES (20°S)**

Modificado de Beck et al (1996)



**Figura 2.26:** perfil gravimétrico de los Andes Centrales.

Stern (2004) recopiló las opiniones publicadas durante las últimas décadas sobre las causas del engrosamiento de la corteza por debajo de los Andes Centrales. A mediados de la década de los años 80' del pasado siglo XX se relacionó por primera vez la actividad magmática con la transferencia de humedad desde la corteza oceánica subducida hacia la placa continental (Thorpe, 1984), apoyándose en evidencias geoquímicas e isotópicas.

Algunos trabajos posteriores (Beck et al., 1996; Allmendinger et al., 1997; Isacks, 1988; Kley et al., 1999) atribuyeron el engrosamiento de la corteza al acortamiento cortical y otros (Schmitz et al., 1997; Tosdal et al., 1984) a la intensa actividad magmática. También han aparecido interpretaciones intermedias entre las anteriores (Giese et al., 1999; Victor et al., 2004), partidarias de la participación de ambos procesos con una distribución espacial diferente, con más acortamiento cortical al Este de la cordillera oriental y más magmatismo e hidratación de la litosfera bajo la cordillera occidental.

El engrosamiento de la corteza continental tiene que estar relacionado necesariamente con la actuación combinada de dos factores que tienen un origen común en el proceso de subducción, la hidratación del sector superior del manto y el régimen enormemente compresivo que caracteriza al marco tectónico regional.

Por una parte, el proceso de hidratación rebaja los umbrales de fusión de los minerales del manto, favoreciendo la constitución de grandes volúmenes de magma que se inyectan en la corteza y ascienden impulsados por la diferencia de densidad con respecto a su entorno. Por otro lado, el empuje propiciado por la subducción comprime el Oroclinal Boliviano, de manera que las intrusiones magmáticas no encuentran discontinuidades para poder acceder a la superficie y quedan retenidas en el interior de la corteza, formando plutones que se acumulan y contribuyen a incrementar su espesor.

La compresión tectónica es tan elevada que coincidiendo con los valores más altos de las tasas de expansión del fondo oceánico (7-9 cm/año) y el ángulo de subducción de la placa de Nazca (30°), el Oroclinal Boliviano presenta un acortamiento cortical de 300 km, como consecuencia de la colisión del fondo oceánico con el continente suramericano desde hace decenas de millones de años.

Con ese contexto tectónico regional, el vulcanismo neógeno se ha concentrado exclusivamente en el borde del altiplano y en el fondo de los profundos valles que lo disectan, donde la distensión ha permitido el acceso de las intrusiones magmáticas hasta el nivel de la superficie. La alineación de los estratovolcanes Coropuna, Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca, Chachani y Misti formando una cadena paralela a la costa (figura 1.3) es un reflejo de esa realidad, lo mismo que los complejos monogenéticos que rellenan el Valle de los Volcanes y Pampa Uchapampa, que se alinean a favor de una fractura regional con dirección N-S, pero están separados por un salto de falla de varios miles de metros, perpendicular al anterior.

Además del levantamiento tectónico y el acortamiento y engrosamiento de la corteza continental, otra consecuencia de la subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa de Suramérica es la aparición del altiplano entre la cordillera occidental y la cordillera oriental de los Andes Centrales. A ese hecho, que constituye uno de los rasgos distintivos más peculiares de la región, se ha dedicado el siguiente apartado.

## **GÉNESIS DEL ALTIPLANO ANDINO**

El altiplano andino es la meseta que ocupa el espacio que se abre entre las cordilleras occidental y oriental de los Andes Centrales en el intervalo de latitud entre 13°S y 30°S, coincidiendo con los valores más elevados del ángulo de subducción de la placa de Nazca y el acortamiento y engrosamiento de la corteza continental.

Como se ha apuntado con anterioridad, el altiplano es la segunda meseta más grande y elevada de la Tierra, superada en extensión y altitud sólo por el Tíbet, al Norte del Himalaya. A continuación se explicará brevemente el origen del altiplano, sus principales características, y el papel que puede haber desempeñado en relación con la extensión de las glaciaciones.

### **Origen y características del Altiplano**

A principios del siglo XX se reseña por primera vez en una publicación científica la evidente planitud del paisaje que caracteriza el relieve de las tierras altas del Sur de Perú (Bowman, 1916).

A medida que se fueron desarrollando las investigaciones, el trabajo de campo puso de manifiesto que el relieve de las tierras altas del Sur de Perú, el Oeste de Bolivia y el Norte de Chile, es mayoritariamente plano y está constituido por amplias superficies suavemente onduladas comprendidas en un intervalo de altitud entre 3800 y 4500 m.

En la década de los años 50', el Servicio Geográfico de los Estados Unidos realizó el único vuelo fotogramétrico completo de Perú y Bolivia efectuado hasta el presente y levantó una cartografía a escala 1:100.000, generando de ese modo los instrumentos de análisis que permitieron reconocer por primera vez en toda su amplitud la meseta del altiplano andino. Más recientemente, durante el último tercio del siglo XX, las imágenes de satélite han proporcionado nuevos medios para abordar el análisis de la altiplanicie con una perspectiva regional.

En los 80', Isaks (1988) definió el Oroclinal Boliviano como una unidad estructural que incluye la cordillera occidental, el altiplano y la cordillera oriental, constituyendo el resultado de la colisión de la placa de Nazca contra el margen occidental del continente suramericano durante decenas de millones de años, coincidiendo con los máximos valores de la inclinación del plano de subducción (30°) y el acortamiento (300 km) y el espesor de la corteza (entre 60 y 80 km), superando las estimaciones realizadas en otras regiones andinas.

El altiplano puede interpretarse como un sistema formado por las superficies de arrasamiento generadas sucesivamente durante las fases de calma que han interrumpido los pulsos tectónicos que impulsaron el levantamiento de la cordillera (figura 2.8).

De ese modo, las fases erosivas han modelando una planitud que sólo resulta interrumpida por los edificios volcánicos que aparecen dispuestos sistemáticamente en el borde del altiplano, donde la descompresión ha permitido el acceso del magma al exterior.

La presencia de esa isoaltitud abarcando una superficie de decenas de miles de kilómetros cuadrados que se elevan entre 3000 y 5000 m sobre el nivel del mar, tiene que haber desempeñado una importante función en la extensión de las masas de hielo durante las fases glaciales, cuestión que será discutida a continuación.

### **Altiplano y glaciaciones**

La evidencia geomorfológica, en forma de morrenas y umbrales rocosos con pulimento y estrías de origen glaciar, y las estimaciones sobre la depresión de la paleoELA, que alcanzan el intervalo de altitud del altiplano, demuestran que las masas de hielo ocuparon amplios sectores de esa meseta durante las fases más frías del Pleistoceno. No obstante, el papel desempeñado por el altiplano en relación con la extensión de los paleoglaciares cambió a lo largo del tiempo, en función de las variaciones experimentadas por el nivel de la paleoELA con respecto a la altitud de cada sector de la meseta. En relación con esa cuestión, la investigación ha permitido distinguir tres situaciones:

- 1) Campo de hielo con paleoglaciares alóctonos:** cuando la depresión de la paleoELA alcanzó suficiente magnitud, el altiplano recibió el flujo de paleoglaciares alóctonos procedentes de áreas de cumbres próximas, que formaron extensos campos de hielo.
- 2) Campo de hielo con formación de paleoglaciares *in situ*:** durante las fases de su máxima depresión, la paleoELA descendió por debajo del nivel del altiplano y las masas de hielo también ocuparon los sectores de la meseta desconectados de cumbres más elevadas.
- 3) Campo de nieve:** cuando la paleoELA se incrementó por encima del nivel del altiplano, amplios sectores de la meseta fueron ocupados por campos de nieve. En algunos casos, la redistribución eólica de la nieve alimentó la actividad de paleoglaciares relictos refugiados en enclaves cercanos, donde las masas de hielo todavía encontraron durante algún tiempo condiciones favorables para su conservación.

A continuación se van a exponer dos casos representando las tres posibilidades, en el Nevado Coropuna y en el altiplano de Pata Pampa, varias decenas de kilómetros al Este del complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca.

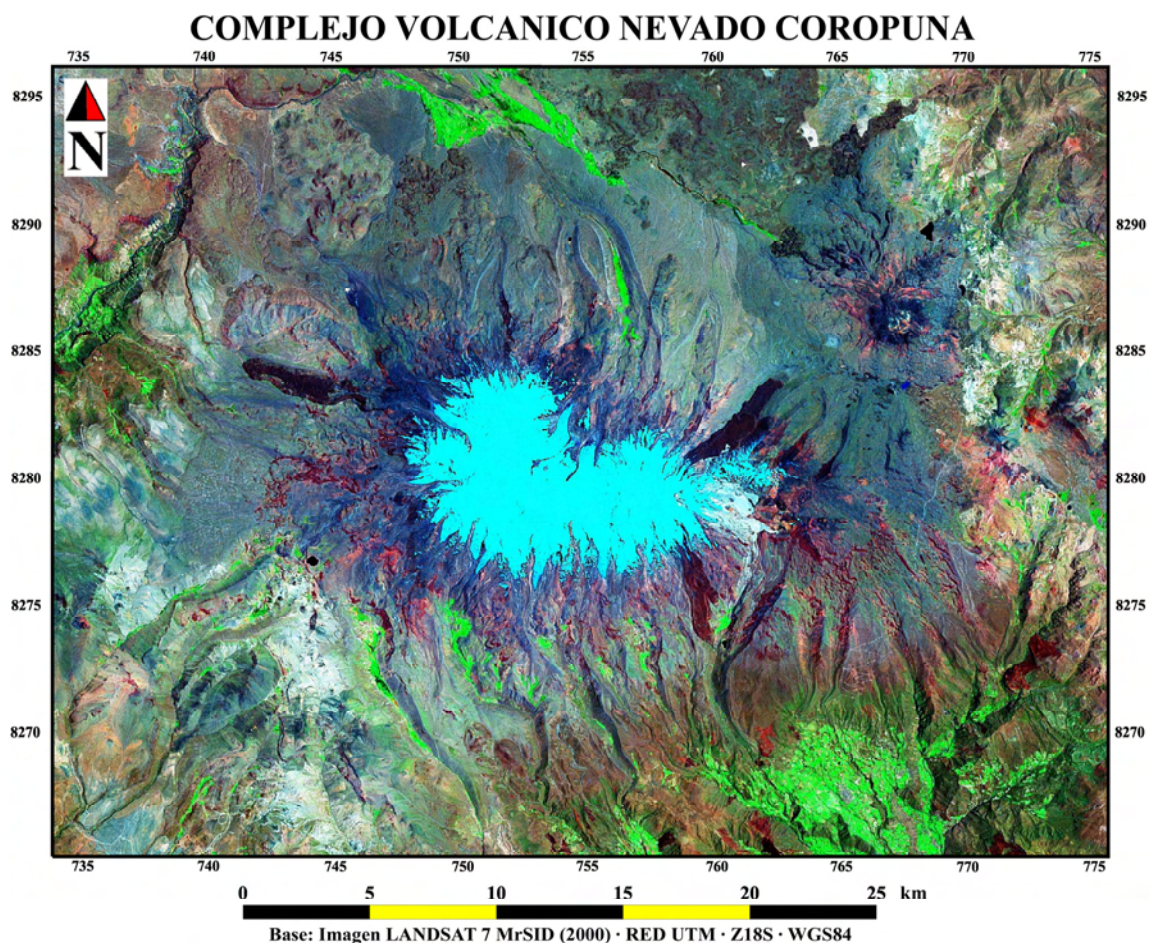
Durante el Último Máximo Glacial Regional, coincidiendo con la máxima depresión de la paleoELA, las masas de hielo cubrieron completamente los edificios del Nevado Coropuna, extendiéndose más allá de sus vertientes para ocupar amplios sectores del altiplano que rodea el complejo volcánico por todas partes excepto por el Sur. En el flanco meridional, las masas de hielo se encauzaron en las depresiones generadas por los deslizamientos que fueron señalados en la figura 2.21.

La imagen de satélite de la figura 2.27 abarca en su totalidad el complejo volcánico. En el centro se distingue el área de cumbres completamente cubierta por las masas de hielo, y en sus vertientes, las morrenas generadas en el pasado por el avance de los paleoglaciares.

La figura 2.28 es una vista aérea oblicua virtual de la vertiente septentrional del Nevado Coropuna, en la que se han señalado los sectores del altiplano que rodean el núcleo central del complejo volcánico. En primer plano se distinguen las artesas glaciares que se abren en sus vertientes, y por delante de ellas la rampa proglaciar, que tiene una apariencia lisa por estar cubierta por un manto de cenizas.

En la panorámica de la figura 2.29 puede contemplarse el altiplano de Pampa Pucaylla, que se extiende en la base oriental del Nevado Coropuna, cuyas cumbres aparecen en el horizonte cubiertas de hielo y nieve. El análisis de la evidencia geomorfológica, en el laboratorio y en el trabajo de campo, ha demostrado que durante la fase de máxima expansión glaciar ese sector del altiplano estuvo completamente ocupado por un extenso campo de hielo.

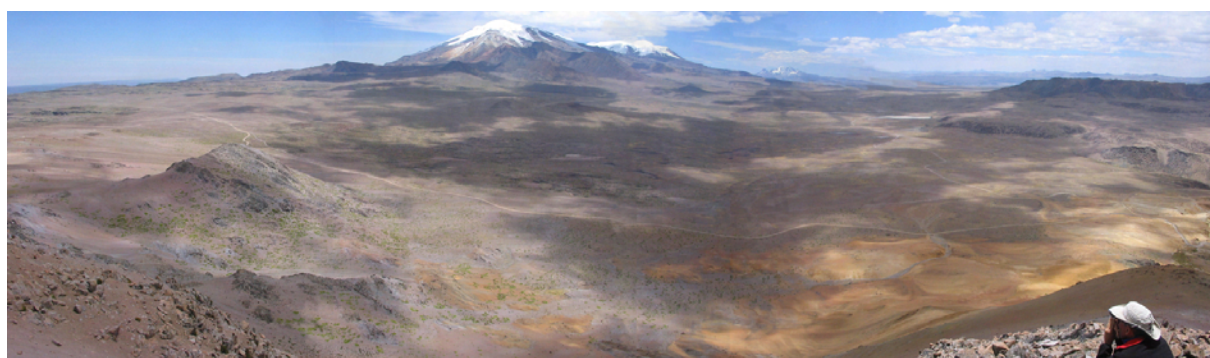




**Figura 2.27:** imagen de satélite del complejo volcánico Nevado Coropuna.



**Figura 2.28:** vista área oblicua virtual de la vertiente septentrional del Nevado Coropuna.



**Figura 2.29:** panorámica del altiplano oriental del Nevado Coropuna desde el Cerro Pucaylla (5238 m).



De la misma manera que sucedió en el Nevado Coropuna, las masas de hielo procedentes del área de cumbres del complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca también descendieron hasta el nivel del altiplano. Sin embargo, los casos que ahora interesa destacar se encuentran algunos kilómetros al Este de esos estratovolcanes, donde el contexto y la evidencia geomorfológica han demostrado que los paleoglaciares ocuparon un amplio sector del altiplano, a pesar de estar desconectado topográficamente de los edificios volcánicos próximos. Además, la presencia de circos glaciares por debajo del nivel de esa planicie, sugiere la posibilidad de que, con posterioridad a la desaparición de las masas de hielo que la ocupaban, la redistribución eólica de la nieve acumulada sobre la meseta hubiese alimentado algunos paleoglaciares relictos.

La figura 2.30 es una panorámica del complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca visto desde el altiplano de Pata Pampa, a 4800 m de altitud. La superficie de la planicie está cubierta por coladas de lava procedentes del complejo volcánico Ananto-Ananta (figura 2.32), que fueron desconectadas de su área fuente por la acción erosiva de las masas de hielo. En las superficies de algunas coladas de lava del altiplano de Pata Pampa se han encontrado retazos de pulido glacial (figura 2.31), demostrando que los paleoglaciares ocuparon en algún momento del pasado ese sector de la meseta sin recibir afluencias alóctonas.



**Figura 2.30:** panorámica del complejo Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca desde el altiplano de Pata Pampa.



**Figura 2.31:** retazos de pulimento glacial en la superficie de un lava del altiplano de Pata Pampa.



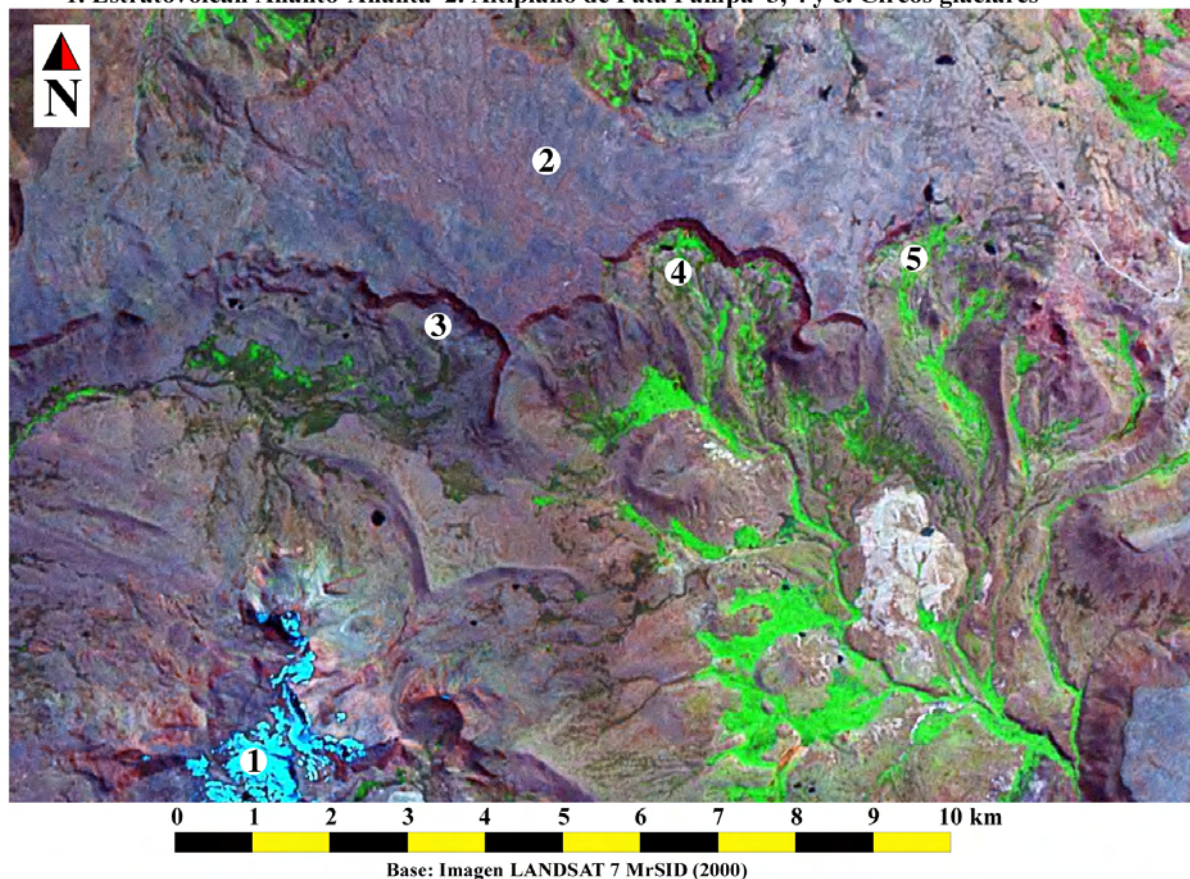
La figura 2.32 es una imagen de satélite de los circos glaciares que se encuentran en el borde meridional del altiplano de Pata Pampa. La fotografía de la figura 2.30 se realizó desde la posición señalada en el mapa con el número 2.

Aunque actualmente aparece desconectada topográficamente de esos edificios, la superficie del altiplano de Pata Pampa está formada por flujos de lava con dirección SO-NE procedentes del estratovolcán Ananto-Ananta, indicado en el mapa con el número 1. Durante la última expansión glacial un campo de hielo ocupó ese sector del altiplano y emitió paleoglaciares hacia las depresiones próximas, que en la imagen de satélite aparecen en color verde por estar colonizadas por pastizales húmedos de alta montaña.

Las depresiones marcadas con los números 3, 4 y 5 probablemente funcionaron en primera instancia como cubetas por las que se encauzaban los paleoglaciares emitidos desde el altiplano. Posteriormente, cuando el campo de hielo desapareció, las depresiones pudieron funcionar como circos (figura 2.33), donde las masas de hielo sobrevivieron algún tiempo a la elevación de la paleoELA gracias a la redistribución eólica de la nieve que se acumulaba en el altiplano (figura 2.34).

### CIRCOS GLACIARES DEL ALTIPLANO DE PATA PAMPA

1. Estratovolcán Ananto-Ananta 2. Altiplano de Pata Pampa 3, 4 y 5. Circos glaciares



**Figura 2.32:** imagen de satélite del altiplano de Pata Pampa.



**Figura 2.33:** panorámica del circo glaciar señalado en la figura 2.28 con el número 4.



La figura 2.34 es una panorámica del sector oriental del altiplano de Pata Pampa cubierto de nieve, realizada 20 km al Este del complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca. En un pasado relativamente reciente amplios sectores del altiplano pudieron funcionar como campos de nieve semipermanentes, desde los que el viento alimentaba a las masas de hielo instaladas en enclaves próximos (figuras 2.32 y 2.33).



**Figura 2.34:** panorámica del sector oriental del altiplano de Pata Pampa.

Sin embargo, en la actualidad la cubierta nival tiene un carácter mucho más estacional. La figura 2.35 es una vista del sector occidental del altiplano de Pata Pampa, unos 10 km al SE del estratovolcán Ampato, con una cubierta nival menos extensa que la que tenía en la fotografía de la figura 2.34. En el horizonte se elevan sobre el altiplano los estratovolcanes Ubinas, Chachani y Misti (de izquierda a derecha de la imagen).



**Figura 2.35:** panorámica del sector occidental altiplano de Pata Pampa.

Además del levantamiento tectónico, el acortamiento y engrosamiento cortical, y la aparición del altiplano andino, otra característica de los Andes Centrales relacionada con el proceso de subducción, es la presencia de vulcanismo neógeno en el sector de la cordillera occidental que se encuentra al Sur del paralelo 15°S, cuestión a la que se va a dedicar el siguiente apartado.

### 2.4.1.b) Factores volcánicos

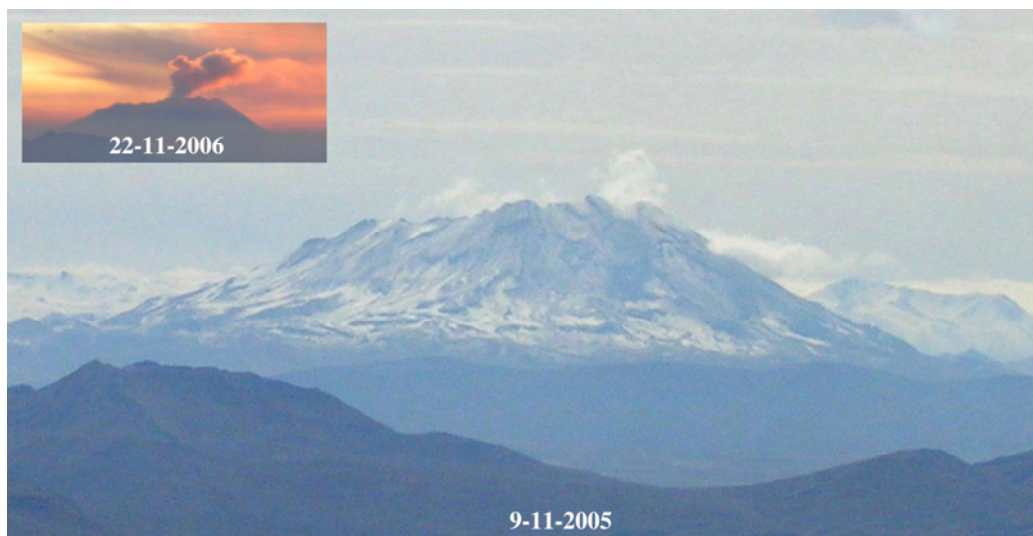
En este apartado se van a describir los factores volcánicos que controlan el modelado del relieve. En primer lugar la distribución del vulcanismo en la cordillera. Después los fenómenos que tienen que ver con la formación del magma, sus características, los procesos y cambios que experimenta durante su ascenso y las causas de las erupciones volcánicas. A continuación se presentarán un modelo del contexto estructural de la región del Nevado Coropuna y las principales características de los diferentes tipos de erupciones volcánicas que se reconocieron durante el trabajo de campo. Finalmente se discutirán las interrelaciones entre el vulcanismo y las glaciaciones.

### **DISTRIBUCIÓN DEL VULCANISMO NEÓGENO DE LOS ANDES CENTRALES**

Como se explicó en un apartado anterior, la distribución del vulcanismo andino está determinada por las distorsiones de la geometría de la subducción causadas por la presencia de las dorsales asísmicas en el fondo oceánico. En la tabla de la figura 2.36 se resumen los intervalos de latitud y la denominación de cada región, la placa de corteza oceánica que subduce bajo el continente y el valor del ángulo de subducción, indicando si se trata de áreas activas (zonas volcánicas) o inactivas (zonas de subducción plana).

INTERVALO DE LATITUD	DENOMINACIÓN DE LA REGIÓN	PLACA OCEÁNICA	ÁNGULO DE SUBDUCCIÓN	ACTIVIDAD VOLCÁNICA
11°N-5°N	Zona de subducción plana de Bucaramanga	Nazca	0-10°	No
5°N-1°S	Zona Volcánica del Norte (NVZ)	Nazca	>25°	Si
1°S-15°S	Zona de subducción plana del Norte de Perú	Nazca	0-10°	No
15°S-28°S	Zona Volcánica Central (CVZ)	Nazca	30°	Si
28°S-30°S	Zona de subducción plana Pampeana	Nazca	0-10°	No
30°S-41°S	Zona Volcánica del Sur (SVZ)	Nazca	>25°	Si
41°S-43°S	Zona de subducción plana de la Patagonia	Dorsal de Chile	0-10°	No
43°S-47°S	Zona Volcánica Austral (AVZ)	Antártica	>25°	Si

**Figura 2.36:** distribución del vulcanismo neógeno en la cordillera de los Andes (Stern, 2004).

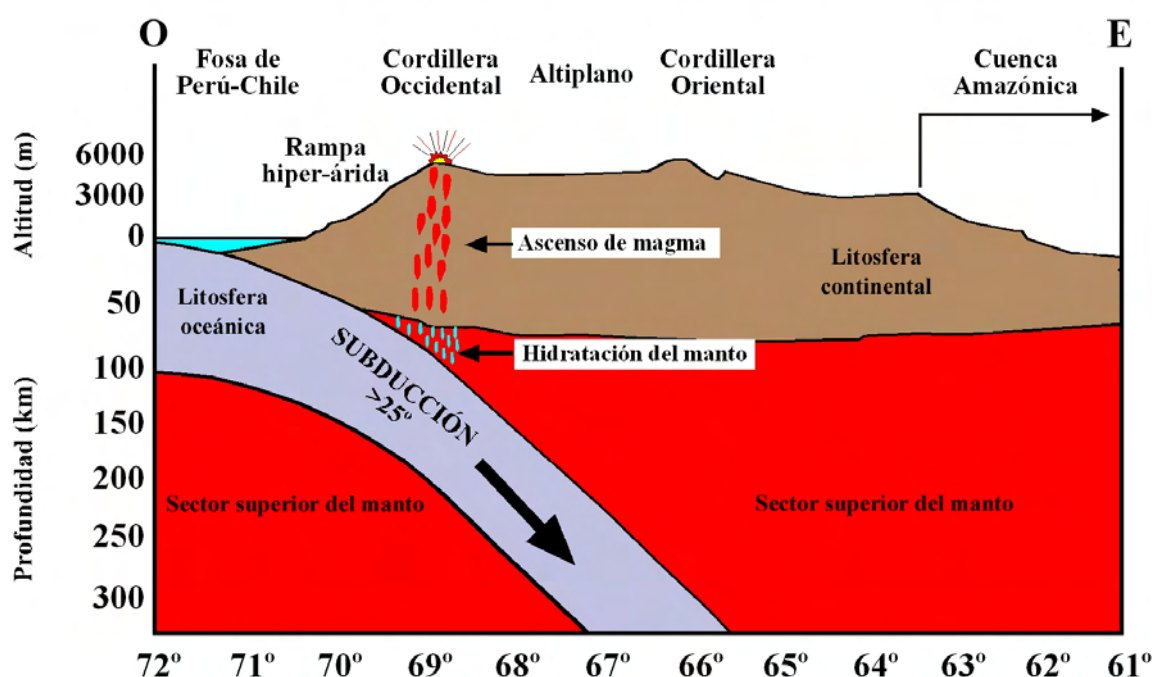


**Figura 2.37:** fotografías del volcán Ubinas emitiendo fumarolas, realizadas desde el campamento de la vertiente septentrional del Misti, a 5000 m de altitud.

Según la interpretación actual, la presencia de actividad volcánica en los Andes requiere que la subducción sea suficientemente inclinada ( $>25^\circ$ ) para que un sector del manto superior quede pinzado entre la placa de litosfera oceánica subducida y la placa de litosfera continental (figura 2.38).

En aquellos sectores donde se dan esas condiciones se produce una transferencia de humedad desde la litosfera oceánica que hidrata el sector del manto pinzado entre las placas, favoreciendo los procesos de fusión que generan los magmas que abastecen el vulcanismo de la cordillera.

## HIDRATACIÓN DEL MANTO SUPERIOR DURANTE LA SUBDUCCIÓN



**Figura 2.38:** esquema estructural de la Zona Volcánica Central de los Andes.

La Zona Volcánica Central coincide con un ángulo de subducción bajo el continente de  $30^\circ$  (Barazangi & Isacks, 1976; Mégard & Philip, 1976), el más elevado del margen de colisión del fondo del Océano Pacífico con Suramérica.

Algunos trabajos se han basado en las edades del basamento pre-andino, su evolución desde el Oligoceno final hasta el presente y el espesor y la composición de la corteza continental (Stern, 2004; Lucassen et al., 2001; Tassara & Yáñez, 2003) para proponer la diferenciación de dos sectores en Zona Volcánica Central, al Norte y al Sur de la ciudad chilena de Arica ( $18^\circ 32'S$ ,  $70^\circ 20'O$ ).

El complejo Nevado Coropuna se encuentra en el extremo Norte del sector septentrional de la Zona Volcánica Central, que incluye 44 volcanes activos, 18 centros menores y al menos seis áreas que han emitido ignimbritas durante el Cuaternario (Stern, 2004; de Silva et al., 1993; de Silva & Francis, 1991), cartografiados en el mapa que se presenta en la figura 2.39.





Figura 2.39: mapa de la Zona Volcánica Central de los Andes.

## **FORMACIÓN DEL MAGMA: FUSIÓN PARCIAL**

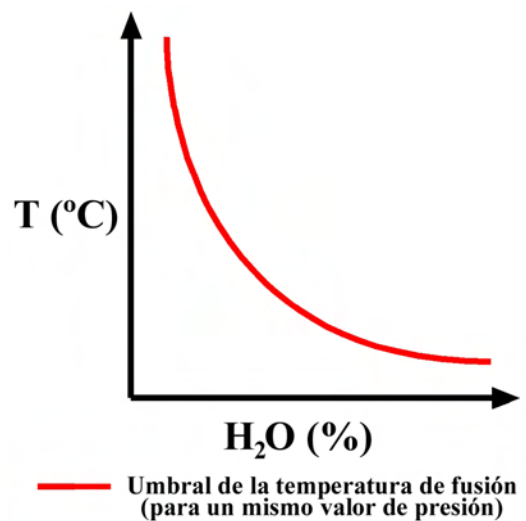
Todos los volcanes neógenos de la Zona Volcánica Central de los Andes han surgido como consecuencia del acceso a la superficie de las intrusiones magmáticas generadas por la hidratación del sector superior del manto. No obstante, los volcanes son la expresión morfológica de un amplio conjunto de fenómenos que se desencadenan durante la génesis, el ascenso y la erupción de esos magmas, ampliamente explicados en Martí (2003), por lo que las intrusiones magmáticas pueden traducirse finalmente en una variada tipología de edificios.

Dependiendo de la explosividad de las erupciones y de los procesos tectónicos, gravitatorios y erosivos que sucedan durante o con posterioridad a su desencadenamiento, los volcanes pueden consistir en edificios que se elevan sobre la superficie o depresiones que se hunden en ella. Muchas veces se trata de centros que evolucionan a lo largo de centenares de miles o incluso varios millones de años, pasando sucesivamente por distintas fases durante las que adoptan morfologías diferentes.

Como el sector superior del manto se encuentra próximo a un estado de fusión y la naturaleza del magma depende de la presión y la temperatura, cualquier pequeña variación en esos parámetros puede desencadenar la fusión de grandes cantidades de magma. Sin embargo, para un mismo valor de presión el umbral de la temperatura de fusión de cada mineral es distinto. Por esa razón la fusión no afecta a todos los componentes del sistema mineral del manto de la misma manera y en realidad se funde sólo una parte y en determinadas proporciones. El proceso se denomina fusión parcial y el espacio donde se desarrolla zona de fusión.

Debido a que la placa de Nazca se encuentra a menor temperatura que el sector superior del manto, la subducción no debería producir cambios en el estado del magma. A pesar de ello la hidratación rebaja el umbral de fusión de los minerales del manto (figura 2.40), provocando la fusión parcial.

El magma fundido tiene menor densidad que su entorno, adquiriendo por ese motivo una tendencia a ascender que se denomina flotabilidad. La velocidad con la que se produce la intrusión no depende exclusivamente de la flotabilidad del magma, sino también de su viscosidad o resistencia al flujo, que está relacionada con la temperatura. Por esa causa los magmas menos densos no son necesariamente los que ascienden más rápidamente.



**Figura 2.40:** variación de la temperatura de fusión del magma en función de su contenido en humedad, para un valor de presión fijo.

Los magmas son una mezcla de roca fundida (fase líquida), con fragmentos de roca no fundida (fase sólida) y gases disueltos (fase gaseosa), en una proporción que varía con el tiempo desde que se produce la fusión parcial hasta que el magma accede a la superficie.

La mayor parte de los magmas están compuestos por minerales de la familia de los silicatos, aniones de silicio ( $\text{SiO}_4^{-4}$ ), que pueden encontrarse aislados o enlazados con cationes de hierro (Fe), magnesio (Mg), calcio (Ca), sodio (Na) o potasio (K).



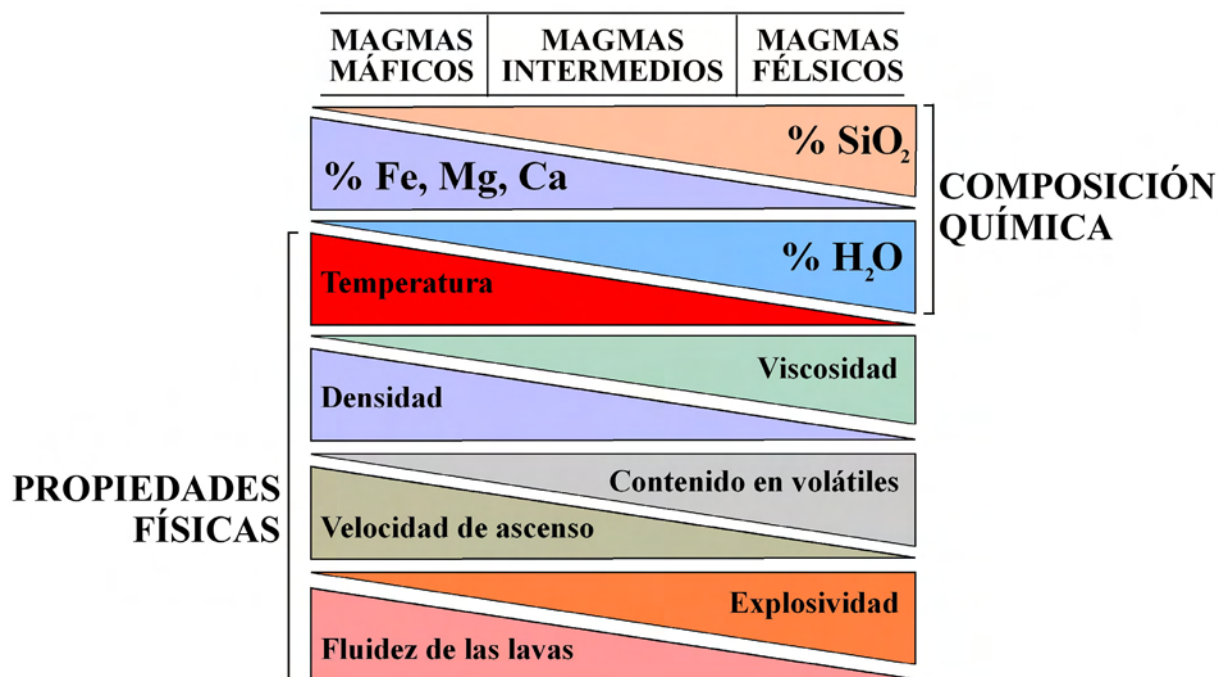
## CARACTERÍSTICAS DEL MAGMA

La evolución de los magmas generados por la subducción depende de sus propiedades físicas o reología, fundamentalmente con su densidad y viscosidad. La densidad es la masa de magma que ocupa un volumen determinado y depende de sus características geoquímicas.

Los magmas generados en el manto se denominan máficos, porque están compuestos mayoritariamente por elementos pesados como magnesio (Mg), hierro (Fe) y calcio (Ca), caracterizándose por ese motivo por su elevada densidad.

Durante la intrusión magmática los magmas primarios originalmente máficos atraviesan la corteza y experimentan profundas transformaciones geoquímicas. En ese proceso adquieren una proporción mayor de elementos ligeros como sílice (Si), sodio (Na), aluminio (Al), potasio (K) y agua (H<sub>2</sub>O), convirtiéndose en magmas secundarios con propiedades muy diferentes, que se denominan félsicos y son menos densos que los magmas máficos primarios. Entre los magmas máficos y félsicos existe una amplia diversidad de magmas con características intermedias.

El esquema de la figura 2.41, modificado de la versión original de Martí (2003), representa la composición química y las propiedades físicas de magmas máficos, intermedios y félsicos. La altura de los polígonos es una medida idealizada de los parámetros, indicada para expresar cualitativamente las propiedades de cada tipo de magma.



**Figura 2.41:** propiedades de magmas máficos, intermedios y félsicos.

La viscosidad es la resistencia del magma al flujo. Aunque también depende del contenido en humedad del magma, la temperatura es un factor mucho más determinante. Por esa razón aunque los magmas félsicos pueden tener mayor contenido en agua, los magmas máficos son mucho menos viscosos y más fluidos que los magmas félsicos.

## **INTRUSIÓN MAGMÁTICA**

A medida que la transferencia de humedad desde la placa oceánica subducida hidrata el sector superior del manto y se desarrolla la fusión parcial, el magma fundido tiende a agruparse, hasta que alcanza un volumen suficientemente grande y se despega de la zona de fusión, iniciando un ascenso impulsado por su menor densidad con respecto al entorno. La intrusión magmática se retroalimenta porque a medida que se desarrolla los magmas se hacen cada vez más félsicos, su densidad se reduce y aumenta su tendencia a ascender y evolucionar.

El modo en el que se produce la intrusión y el grado de evolución de los magmas dependen de la respuesta de la roca caja y el tiempo que permanecen en el interior de la corteza:

### **Mecanismos de intrusión magmática dependiendo de la respuesta de la roca caja:**

**Respuesta plástica:** la intrusión magmática deforma la roca caja y los magmas ascienden de forma diapírica.

**Respuesta frágil:** la intrusión produce una fracturación hidráulica de la roca caja y los magmas ascienden a favor de las discontinuidades que la compartimentan.

### **Grado de evolución de los magmas en función de la velocidad de ascenso:**

**Intrusiones magmáticas de ascenso rápido:** los magmas que ascienden con suficiente velocidad acceden a la superficie poco evolucionados y conservan sus propiedades inicialmente máficas. Esas intrusiones magmáticas originan erupciones poco explosivas, que construyen edificios monogenéticos con dimensiones del orden de decenas o algunos centenares de metros de altura, formados durante un único evento.

En algunos casos con explosividad suficientemente reducida las erupciones simplemente expulsan magma a través de fisuras, formando coladas de lava que se esparcen por la superficie sin llegar a conformar edificios.

El complejo monogenético del Valle de los Volcanes es un ejemplo de vulcanismo relacionado con intrusiones de magmas máficos. El fondo de la fosa tectónica está salpicado por decenas de edificios monogenéticos y coladas de lava que, debido a su fluidez, recorrieron decenas de kilómetros vertiente abajo hasta obturar la desembocadura del valle en el cañón del Colca.

**Intrusiones magmáticas de ascenso lento:** frecuentemente los magmas ascienden con menor velocidad y permanecen almacenados en cámaras magmáticas durante prolongados periodos de tiempo. Cuando la intrusión se desarrolla de esa manera los magmas acceden a la superficie mucho más evolucionados y generan erupciones notablemente más explosivas.

En esos casos la actividad volcánica se desarrolla en diferentes fases interrumpidas por largos periodos de inactividad, con una frecuencia dependiente de la evolución de la cámara magmática, cuya expresión morfológica son edificios poligenéticos que superan los mil metros de altura.

La cadena de estratovolcanes que se levanta sobre el altiplano es un ejemplo de vulcanismo vinculado con intrusiones magmáticas lentas, que puede ser moderadamente explosivo si los magmas implicados son de naturaleza intermedia, como en el Nevado Coropuna, o muy explosivo, cuando los magmas son predominantemente félsicos, como sucede en el Misti.

## **DIFERENCIACIÓN MAGMÁTICA**

La evolución de los magmas que ascienden lentamente y permanecen en el interior de la corteza durante prolongados periodos de tiempo se desarrolla a través de un conjunto de fenómenos que se denominan procesos de diferenciación magmática y son de tres tipos, ampliamente explicados en Martí (2003):

**Cristalización fraccionada:** se produce como consecuencia del enfriamiento y la pérdida de presión que experimenta el magma durante su ascenso permanencia en el interior de la corteza. A medida que varían las condiciones ambientales los elementos químicos empiezan a formar núcleos cristalinos, constituyendo una fase sólida que se separa poco a poco de la fase líquida residual y genera agrupaciones cada vez más grandes de magma parcialmente cristalizado.

**Mezcla de magmas:** cuando dos o más volúmenes de magma con procedencia y propiedades químicas y físicas distintas entran en contacto, sus propiedades tienden inmediatamente a igualarse. Dependiendo de su naturaleza original y el tiempo transcurrido, esa mezcla se produce en primer lugar físicamente (*mingling*) y a continuación químicamente (*mixing*). En cualquier caso el resultado final es la formación de magmas secundarios con características físico-químicas intermedias entre las de los magmas primarios.

**Asimilación de fragmentos de la roca caja:** consiste en la incorporación de material cortical al magma, extraído de las paredes de los conductos intruídos mediante fusión parcial (si el magma está a una temperatura suficientemente elevada) o simple arrastre mecánico. Los fragmentos líticos asimilados, que se denominan *xenolitos*, frecuentemente pueden reconocerse en el campo inscritos en los depósitos volcánicos.

Por cualquiera de esos mecanismos o como resultado de la combinación de varios de ellos, si cuenta con tiempo suficiente, un magma primario puede experimentar procesos de diferenciación repetidas veces, transformándose sucesivamente en magmas secundarios cada vez más evolucionados.

Como consecuencia de los cambios geoquímicos debidos a los procesos de diferenciación magmática, variaciones estructurales de la corteza o la relación entre la densidad del magma y la densidad de la roca caja, la intrusión puede detenerse en cualquier nivel de profundidad, desde la zona de fusión hasta muy cerca de la superficie, constituyendo un **reservorio magmático**.

Los reservorios superficiales, desde los que el magma accede directamente a la superficie, se denominan **cámaras magmáticas**. En las cámaras los magmas evolucionan lentamente hasta que una variación en las condiciones ambientales activa los mecanismos que desencadenan las erupciones volcánicas, que serán explicados en el siguiente apartado. Hasta entonces las cámaras y el sector de la corteza en el que se encuentran pueden experimentar diferentes procesos de los cuales depende en gran medida la naturaleza de las erupciones.

La cámara puede cambiar de forma, rellenarse o vaciarse, y también puede colapsar u obturarse. Esas modificaciones pueden deberse a la interacción de la cámara con el resto del sistema magmático, incluyendo los mecanismos diferenciación magmática, pero también a transformaciones estructurales de la corteza causadas por tremores volcánicos, sismos tectónicos, colapsos gravitatorios o el deslizamiento de una parte de los edificios.

## **CAUSAS DE LAS ERUPCIONES VOLCÁNICAS**

El principal factor desencadenante de las erupciones volcánicas es la sobrepresión de la cámara magmática (Martí, 2003), que puede deberse a diferentes causas:

**Desgasificación del magma almacenado en la cámara:** el ascenso del magma implica una reducción progresiva de su temperatura y la presión litostática de la roca caja, favoreciendo la liberación de la fase gaseosa y el consiguiente incrementando de la presión acumulada en la cámara.

Debido a que la solubilidad de los gases depende de esos parámetros, alcanzados determinados umbrales de temperatura y presión, el magma empieza a desgasificarse. Como esos umbrales son diferentes para cada especie volátil, la liberación de los gases se produce diferencialmente y la composición geoquímica del magma puede variar en el espacio y en el tiempo. Las especies volátiles más comunes son agua (H<sub>2</sub>O), dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), azufre (S), cloro (Cl) y flúor (F).

**Reabastecimiento de la cámara con nuevos volúmenes de magma:** el acceso de un nuevo magma a la cámara también incrementa la presión, como consecuencia de su desgasificación, si es rico en gases, o los esfuerzos aplicados al magma que se encontraba previamente almacenado.

**Movimientos estructurales del edificio volcánico:** las variaciones de la estructura de la cámara como consecuencia de movimientos sísmicos, deslizamientos de ladera o colapsos gravitatorios de los edificios pueden activar la nucleación de burbujas del gas liberado por el magma almacenado, favoreciendo el incremento de presión.

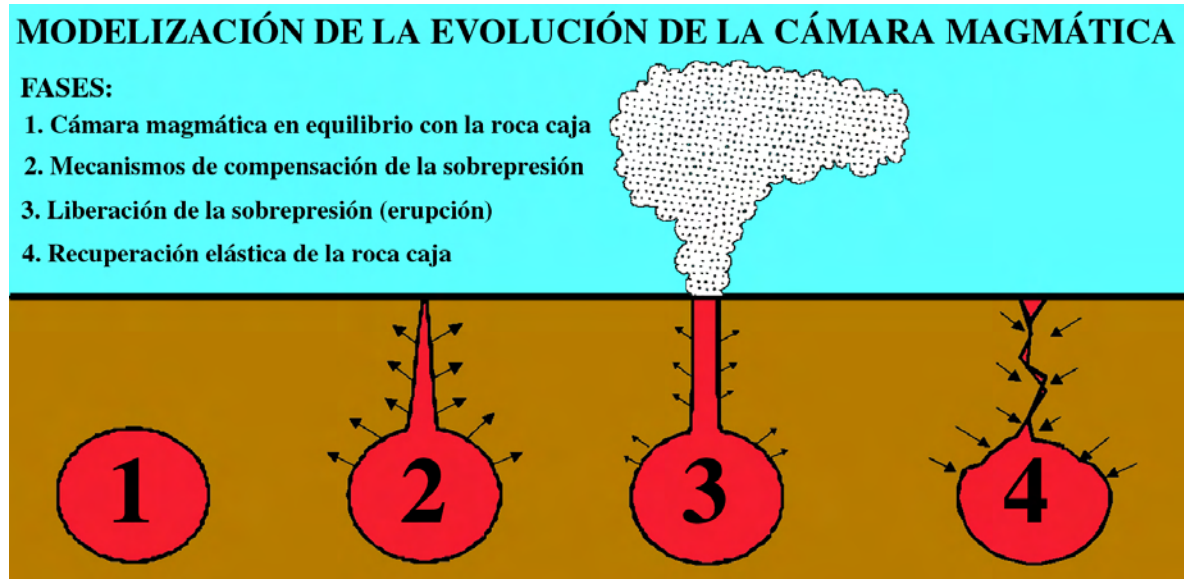
**Taponamiento de los conductos de salida de la cámara:** si los conductos de salida se encuentran consistentemente obturados por el encajamiento de magma demasiado viscoso para acceder al exterior o colapsos gravitatorios de los edificios volcánicos, el taponamiento del sistema incrementa la presión de la cámara. Si la presión supera un umbral crítico, el resultado es la destrucción repentina del tapón y la incorporación de sus fragmentos a la erupción volcánica.

Cuando por cualquiera de las causas explicadas la presión de la cámara supera la presión litostática y la resistencia a la rotura de la roca caja, el sistema tenderá a liberar la sobrepresión mediante diferentes **mecanismos de compensación**:

- Deformando o fracturando la roca caja.
- Inyectando magma en las fracturas.
- Desgasificándose formando fumarolas que ascienden por las discontinuidades del edificio y salen al exterior a través del cráter o las fracturas de sus vertientes.

Si los mecanismos de compensación no son suficientemente eficaces, la liberación de la energía acumulada se producirá mediante una o varias erupciones volcánicas, cuya explosividad dependerá directamente del nivel de sobrepresión previamente acumulado en la cámara.

En la figura 2.42 se han representado las diferentes fases por las que puede pasar una cámara magmática antes, durante y después de una erupción. Partiendo de un estado inicial de equilibrio entre la cámara magmática y la roca caja (1), dependiendo de las circunstancias que se den en cada caso en primer lugar se desarrollarán los mecanismos de compensación de la sobrepresión (2), a continuación se desencadenará la erupción (3) y posteriormente se producirá una recuperación elástica de la roca caja (4).



**Figura 2.42:** evolución de una cámara magmática durante una erupción (modificado de Martí 2003).

Durante la erupción el magma puede acceder al exterior reutilizando conductos de erupciones precedentes o aprovechando las discontinuidades abiertas por los mecanismos que previamente trataron de compensar la sobrepresión.

Dependiendo de la violencia del proceso el magma saldrá a la superficie como una masa más o menos homogénea, formando coladas de lava, o fragmentado en millones de partículas de roca fundida denominados piroclastos. Si la erupción es moderadamente explosiva los piroclastos se distribuirán en torno al cráter, pero si la energía acumulada es suficientemente elevada serán lanzados a la atmósfera formando columnas eruptivas que pueden alcanzar decenas de kilómetros de altura y ser transportados a grandes distancias, en función de la intensidad, dirección y sentido de los vientos dominantes.

La duración de la erupción dependerá del tiempo que el volcán necesite para volver a alcanzar el equilibrio, expulsando al exterior un excedente de magma que típicamente suele ser inferior al 10% del total almacenado en la cámara (Martí, 2003; Martí et al., 2000). Recuperado el estado de equilibrio, la presión se atenúa y se produce una recuperación elástica de la roca caja, causando a veces colapsos gravitatorios que pueden taponar parcial o completamente los conductos de salida, estableciendo las condiciones propicias para que la presión vuelva a incrementarse.

El tiempo transcurrido entre dos erupciones volcánicas se denomina periodo de recurrencia o intervalo de retorno. Puede durar desde algunos días a centenares de miles de años, dependiendo de la evolución del sistema magmático, la tasa de fusión parcial en el sector superior del manto, el régimen tectónico y la dinámica de la subducción.



## **NATURALEZA DEL VULCANISMO DE LA REGIÓN DEL NEVADO COROPUNA**

Los siguientes apartados se dedican a explicar el contexto estructural (1), las características generales del vulcanismo explosivo (2) y los tipos de erupciones (3) que se deducen de las evidencias geomorfológicas documentadas durante las campañas de trabajo de campo en la región del Nevado Coropuna.

### **Contexto estructural del vulcanismo de la región del Nevado Coropuna**

La actividad volcánica de la región es la expresión superficial de las intrusiones magmáticas procedentes de la zona de fusión parcial, generada en el sector superior del manto por la transferencia de humedad desde la placa de litosfera oceánica que subduce bajo el continente. En función del tiempo que permanece en el interior de la corteza el magma puede estar más o menos diferenciado y su afloramiento manifestarse en forma de erupciones de poco a muy explosivas. La duración de la intrusión depende de la longitud del trayecto recorrido y la velocidad de ascenso, vinculada con la relación de densidad que se establece en cada caso entre el magma y la roca caja.

Teniendo en cuenta las estimaciones de la profundidad del plano de subducción y el espesor de la corteza continental, las intrusiones magmáticas en los Andes Centrales tienen que recorrer una distancia de 70 a 120 km antes de acceder a la superficie. Para explicar el contexto estructural del vulcanismo de la región del Nevado Coropuna se ha elaborado un modelo a lo largo de un perfil vertical de 125 km de longitud (figura 2.43), en el que se han representado de forma idealizada (desde la base hacia la superficie) los siguientes elementos:

- La corteza oceánica, la zona de fusión del manto superior y la corteza continental (con la red de discontinuidades que la compartimentan).
- Las intrusiones magmáticas.
- Los diapiros (D), reservorios (R) y cámaras (C) formados por el magma durante su ascenso, así como los plutones ígneos (P) generados por el enfriamiento y cristalización de los volúmenes que quedan retenidos en el interior de la corteza donde el régimen tectónico no es suficientemente distensivo.
- Los procesos implicados en cada nivel de profundidad (fusión parcial, diferenciación magmática y liberación de volátiles).

El modelo representa los tres tipos de vulcanismo cuya presencia en la región se ha deducido de las características geomorfológicas de los edificios volcánicos:

- **Valle de los Volcanes:** vulcanismo monogenético poco explosivo, ligado a intrusiones relativamente rápidas de magmas primarios máficos que acceden a la superficie poco diferenciados. Las erupciones originan conos de piroclastos y coladas de lava poco viscosas y más fluidas.
- **Nevado Coropuna:** vulcanismo poligenético moderadamente explosivo, vinculado con intrusiones lentas de magmas primarios que alcanzan el exterior transformados en magmas secundarios bastante diferenciados (de intermedios a félsicos). Las erupciones emiten coladas de lava más viscosas y menos fluidas, que construyen edificios con tendencia a experimentar un crecimiento lateral y quedar adosados constituyendo complejos volcánicos.
- **Misti:** vulcanismo poligenético muy explosivo, relacionado con intrusiones más lentas de magmas primarios que llegan a la superficie como magmas secundarios muy diferenciados (predominantemente félsicos). Las vertientes de los edificios están cubiertas de fragmentos líticos arrancados por las erupciones de los conductos volcánicos.

El modelo es una síntesis a escala regional de procesos endógenos que se han explicado a escala continental, describiendo el contexto estructural en el que se producen las intrusiones magmáticas en la región del Nevado Coropuna, con distintas modalidades que originan diferentes tipos de vulcanismo explosivo y centros volcánicos con morfologías características. Las intrusiones magmáticas se desarrollan de la siguiente manera:

En los niveles más profundos, donde la presión litostática es demasiado elevada, la intrusión se desarrolla inicialmente formando diapiros magmáticos (D), hasta que la presión disminuye suficientemente y progresan a favor de las discontinuidades de la corteza continental.

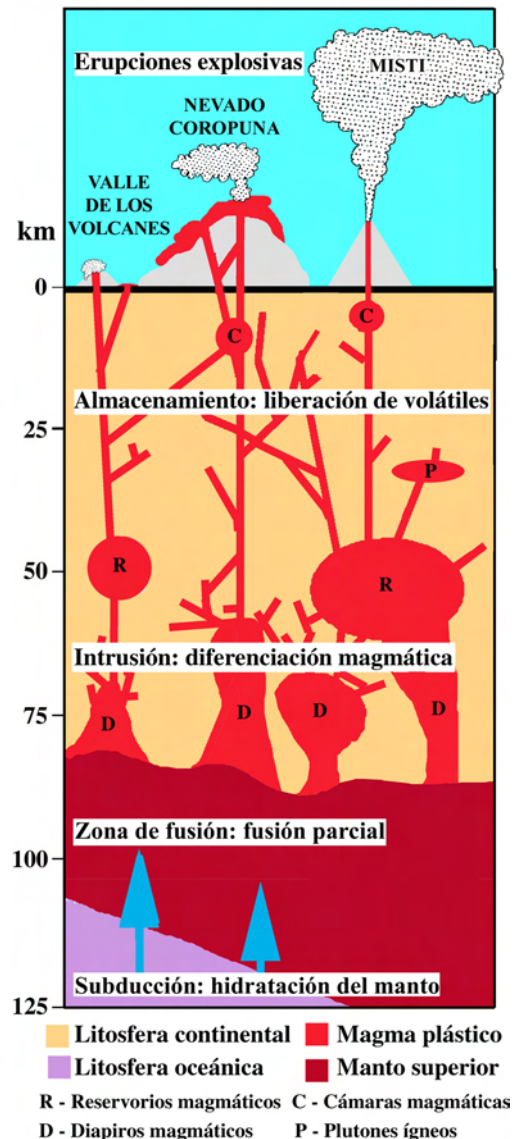
Como consecuencia de su diferenciación durante la intrusión, la densidad de los magmas se reduce progresivamente, favoreciendo que el ascenso prosiga sin detenerse. Si la densidad de los magmas es menor que la de los sucesivos niveles de la corteza continental que atraviesan, la intrusión es rápida y directa, sin llegar a constituir una cámara magmática. En ese caso el vulcanismo se desarrolla en la superficie con cortos periodos de actividad de explosividad muy moderada, como ha sucedido en el Valle de los Volcanes, donde el fondo de la fosa tectónica aparece parcialmente recubierto por coladas de lava coronadas por edificios de dimensiones relativamente reducidas.

Cuando la intrusión atraviesa un sector de la corteza continental con menor densidad que la del magma, la intrusión se paraliza constituyendo reservorios (R) o cámaras magmáticas (C), donde el magma puede evolucionar durante cientos de miles de años abasteciendo sucesivas fases de actividad que tienen como consecuencia la formación de los grandes estratovolcanes que se levantan en el altiplano, cuya morfología depende de la explosividad y por lo tanto del grado de diferenciación magmática alcanzado.

Si el magma que accede a la superficie ha experimentado una diferenciación media la explosividad es suficientemente moderada para permitir la formación de coladas de lava, los edificios tienden a crecer lateralmente y se construyen complejos volcánicos como el Nevado Coropuna.

Sin embargo, si la diferenciación magmática es mayor, las erupciones son muy explosivas y expulsan grandes cantidades de piroclastos y líticos a la troposfera. De esa manera ha ocurrido en el Misti, que por esa razón consiste en un único edificio con forma piramidal, cuyas vertientes están cubiertas por fragmentos líticos procedentes de la destrucción del área cimera y presentan pendientes muy empinadas, próximas al umbral del equilibrio. Por esa razón cuando se camina sobre ellas las laderas se desprenden formando deslizamientos de placa.

CONTEXTO ESTRUCTURAL DEL VULCANISMO EN LA REGIÓN DEL NEVADO COROPUNA



**Figura 2.43:** modelo regional de las intrusiones magmáticas.

### **Características generales del vulcanismo explosivo**

En este apartado se van a exponer los principios generales del vulcanismo explosivo, ampliamente descritos en Martí (2003) y Martí et al (2000), que permitirán comprender las características particulares de diferentes tipos de erupciones que se presentarán en apartados sucesivos, cuya presencia se detectó mediante la interpretación geomorfológica de los edificios volcánicos de la región del Nevado Coropuna.

El vulcanismo explosivo está vinculado con el acceso a las cámaras superficiales de magmas de intermedios a félsicos, ricos en dióxido de silicio ( $\text{SiO}_2$ ), agua y gases disueltos, cuya solubilidad o capacidad de mantenerse dentro del magma depende de la presión. No obstante, magmas primarios pobres en gases también pueden enriquecerse con la incorporación de agua desde la roca caja o infiltraciones de la superficie, como sucede en el Nevado Coropuna (cuyas áreas cimeras están permanentemente ocupadas por glaciares), en el Misti (estacionalmente cubierto de nieve) y en el complejo monogenético del Valle de los Volcanes (emplazado en el fondo de una fosa tectónica surcada por cursos fluviales con caudal abundante).

Para apoyar la explicación en la página siguiente se acompaña un modelo que representa una erupción explosiva (figura 2.44), indicando las fases y estadios evolutivos del magma y los niveles de la fase gaseosa, a los que se va a hacer referencia a continuación.

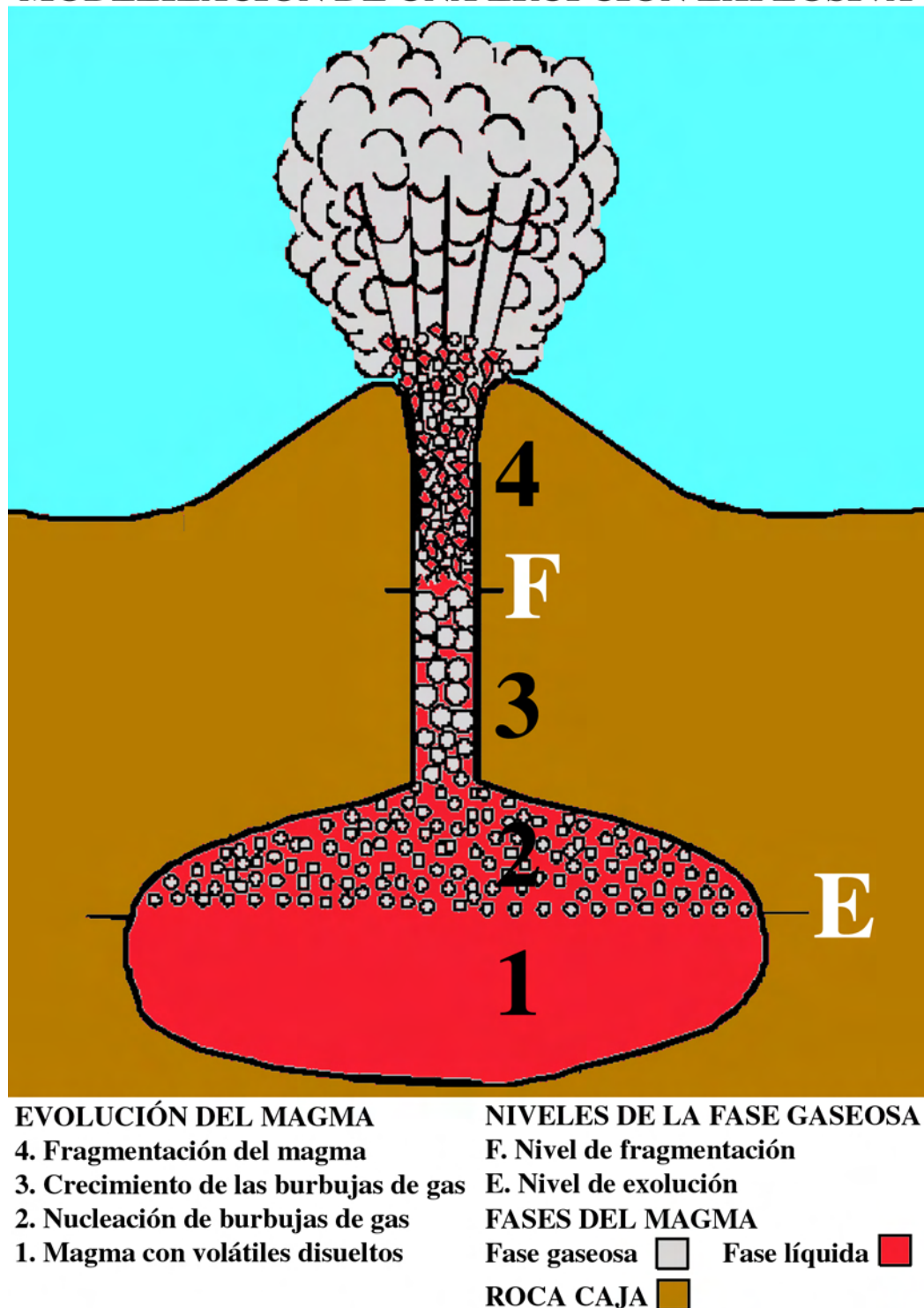
Cuando se desencadenan los mecanismos precursores de la erupción el magma almacenado en el interior de la cámara (1) supera consecutivamente los umbrales de presión por debajo de los que las especies volátiles permanecen en estado de disolución, permitiendo su liberación y la formación de una fase gaseosa cada vez más abundante.

La desgasificación del magma produce burbujas (2) que poco a poco se separan de la fase líquida y empiezan a ascender por encima de un umbral denominado nivel de exolución (E), que en unos casos se localiza en la cámara magmática y en otros en el interior de los conductos de salida del volcán. El mecanismo de formación y crecimiento de las burbujas se denomina nucleación y puede deberse a diferentes procesos como la transferencia de especies volátiles de la fase líquida a la fase gaseosa, la descompresión del magma cuando asciende a niveles más superficiales o la coalescencia de las burbujas de gas, que interactúan unas con otras cada vez con mayor velocidad.

Por debajo del nivel de exolución (E) el magma conserva su estado original, pero por encima se diferencian cada vez con mayor claridad una fase líquida y una fase gaseosa. La fase líquida esta constituida por magma saturado en gases con diferentes especies volátiles disueltas, favoreciendo la nucleación de nuevas burbujas y el incremento de la fase gaseosa. A medida que se incrementa la presión la cantidad y tamaño de las burbujas y la violencia con la que interactúan entre sí aumentan progresivamente (3).

Cuando se desencadena la erupción, por encima de un umbral denominado nivel de fragmentación (F), las burbujas rompen la fase líquida y el magma se transforma en un flujo predominantemente gaseoso que engloba fragmentos sólidos de magma (piroclastos) y líticos arrancados de las paredes de la cámara y los conductos volcánicos (xenolitos), que son expulsados al exterior con una energía directamente proporcional a la sobrepresión previamente acumulada en el sistema. Dependiendo de la reología del magma original, el contenido en gases y la explosividad de la erupción, los piroclastos pueden caer por gravedad (piroclastos de caída) o fluir sobre la superficie terrestre (piroclastos de flujo).

## MODELIZACIÓN DE UNA ERUPCIÓN EXPLOSIVA



**Figura 2.44:** procesos endógenos característicos de las erupciones explosivas. Modificado de Martí (2003).



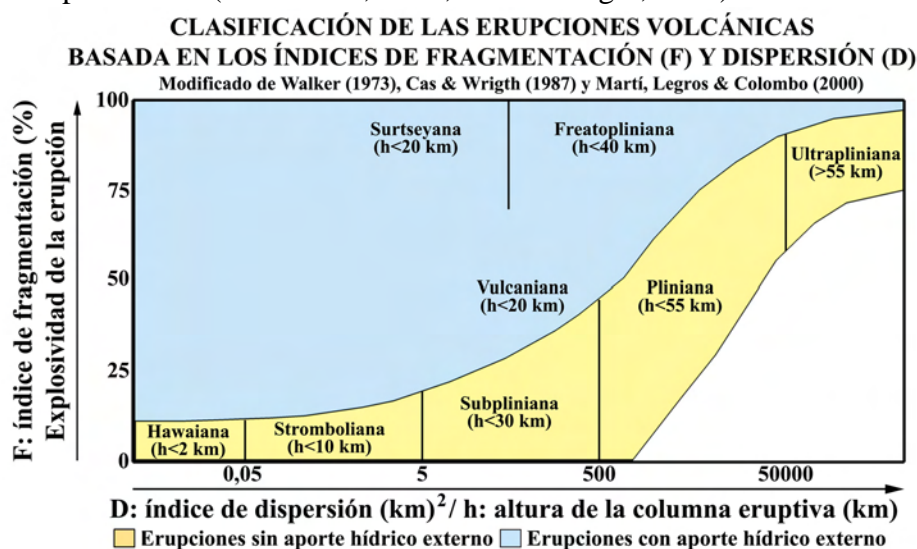
### Criterios de clasificación de las erupciones volcánicas

Una de las propuestas más aceptadas para clasificar las erupciones volcánicas (Walker, 1973) consiste en determinar sus índices de fragmentación (F) y dispersión (D), basados en la cuantificación del espesor, la fragmentación y la distribución territorial de los piroclastos de caída:

**Índice de fragmentación (F):** tanto por ciento (%) del peso del depósito con espesor <1 mm donde es interceptado por la isopaca que representa el 10% del espesor máximo. Expresa la capacidad de la erupción para romper el magma y las paredes del conducto.

**Índice de dispersión (D):** área (km<sup>2</sup>) comprendida por la isopaca que representa el 10% del espesor máximo del depósito de la erupción. Representa la capacidad del evento para esparcir sus productos en torno al centro emisor, que puede alcanzar una superficie desde decenas o centenares de metros cuadrados, en las erupciones strombolianas, hasta decenas o centenares de miles de kilómetros cuadrados, en las erupciones subplinianas, plinianas o ultraplinianas, dependiendo de la altura de la columna eruptiva y la dinámica de la atmósfera en el momento de producirse la emisión.

El gráfico de la figura 2.45 es un esquema de la clasificación de erupciones volcánicas basada en los índices de fragmentación y dispersión propuesta por Walker (1973), incorporando modificaciones posteriores (Martí et al., 2000; Cas & Wrigth, 1987).



**Figura 2.45:** esquema de clasificación de erupciones volcánicas.

Mediante el análisis sobre el terreno de la evidencia geomorfológica y la interpretación de fotografías aéreas e imágenes de satélite, se identificaron cinco tipos de erupciones volcánicas explosivas en la región del Nevado Coropuna. Tres están recogidos en el esquema de la figura 2.45: stromboliano, vulcaniano y pliniano (que en sentido amplio también incluye los tipos subpliniano y ultrapliniano). Los otros son erupciones de tipo peleano, generadas por el desplome gravitatorio de domos volcánicos y la transformación del desprendimiento en nubes ardientes, y las que generan calderas gigantes, como resultado de una serie de episodios volcánicos y tectónicos de diversa naturaleza que se producen con una escala mayor que las anteriores, en el espacio y en el tiempo.

En los siguientes apartados se van a explicar las características de los cinco tipos de erupciones explosivas que se han reconocido en la región del Nevado Coropuna, aportando en cada caso modelos de los procesos eruptivos, cartografías realizadas sobre imágenes de satélite y fotografías de los edificios y los depósitos documentados en el campo.

### **Erupciones strombolianas**

Dentro del rango de erupciones explosivas las menos violentas son las de tipo stromboliano. Normalmente se relacionan con una intrusión magmática rápida hasta sectores superficiales de la corteza, sin que lleguen a constituirse cámaras o reservorios durante un periodo de tiempo prolongado, por lo que el magma no experimenta un elevado grado de diferenciación. Las erupciones strombolianas consisten en una sucesión de explosiones relativamente pequeñas separadas por periodos de entre menos de un segundo y algunas horas (Martí, 2003; Martí et al., 2000).

Una vez desatada la erupción, mientras la fase líquida permanece estable, por encima del nivel de exolución se liberan grandes burbujas de gas que ascienden rápidamente hasta la superficie y explotan (figura 2.46).

Por esa razón la fragmentación afecta exclusivamente a pequeños volúmenes de magma, generando fuentes de piroclastos de caída que siguen una trayectoria balística y se distribuyen alrededor del cráter formando conos que llegan a alcanzar decenas de metros de altura (figuras 2.47-2.49 y 2.51-2.55).

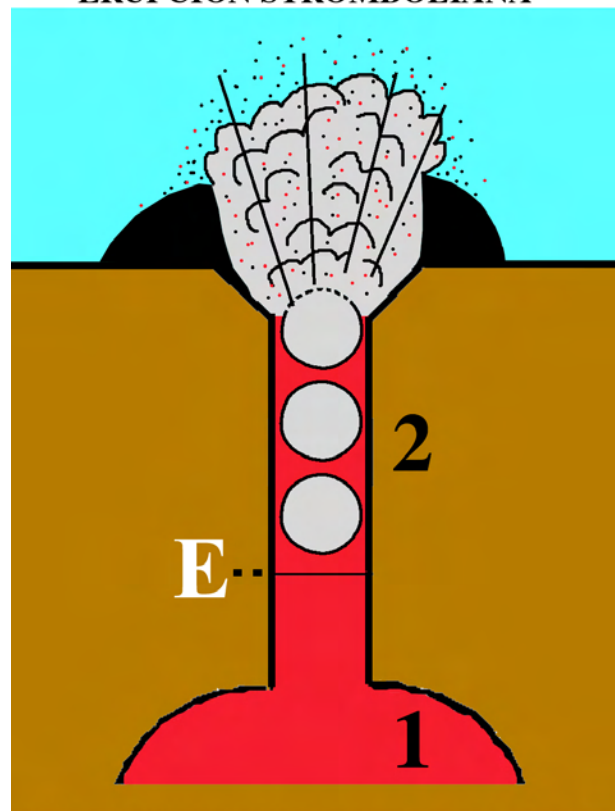
Las erupciones strombolianas pueden generar columnas eruptivas de entre bastantes centenares de metros y algunos kilómetros de altura, que depositan extensos mantos de ceniza y lapilli alrededor de los volcanes (figura 2.50).

El régimen del viento y la emisión de flujos de lava durante la erupción pueden romper lateralmente los conos de piroclastos, que frecuentemente tienen forma de herradura (figuras 2.54 y 2.55).

En la región del Nevado Coropuna se ha detectado la presencia de unidades geomorfológicas atribuibles al vulcanismo stromboliano en el altiplano y en el fondo de algunos de los valles que lo disectan, donde además de conos monogenéticos se encontraron coladas de lavas fisurales emitidas por erupciones que no fragmentaron el magma, por lo que tampoco construyeron edificios de piroclastos.

A modo de ejemplo en las páginas siguientes se van a presentar algunos casos que se localizan en el Valle de los Volcanes, al Este del Nevado Coropuna (figuras 2.47-2.50), en Pata Uchapampa, al SO del complejo Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca (2.51-2.53) y en la cabecera del valle del río Sigwas, al Sur de esos estratovolcanes (figuras 2.54 y 2.55). En un apartado anterior se mostraron las coladas de lavas fisurales que obturaron el valle alto del Colca, entre las localidades de Canocota y Chivay (figuras 2.10, 2.11 y 2.12).

#### **MODELIZACIÓN DE UNA ERUPCIÓN STROMBOLIANA**



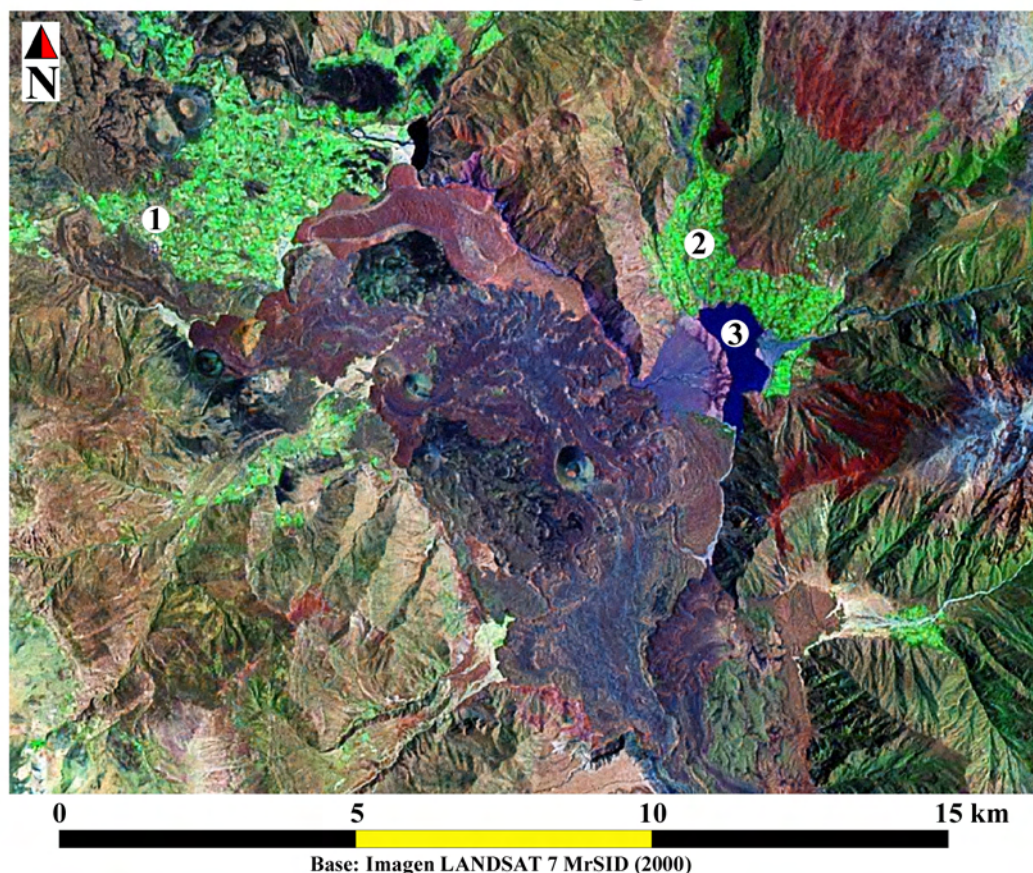
EVOLUCIÓN DEL MAGMA	FASES MAGMA
2. Nucleación de burbujas de gas	Fase líquida ■
1. Magma con volátiles disueltos	Fase gaseosa ■
NIVELES FASE GASEOSA	ROCA CAJA ■
E. Nivel de exolución	

**Figura 2.46:** modelo de una erupción stromboliana.  
Modificado de Martí (2003).

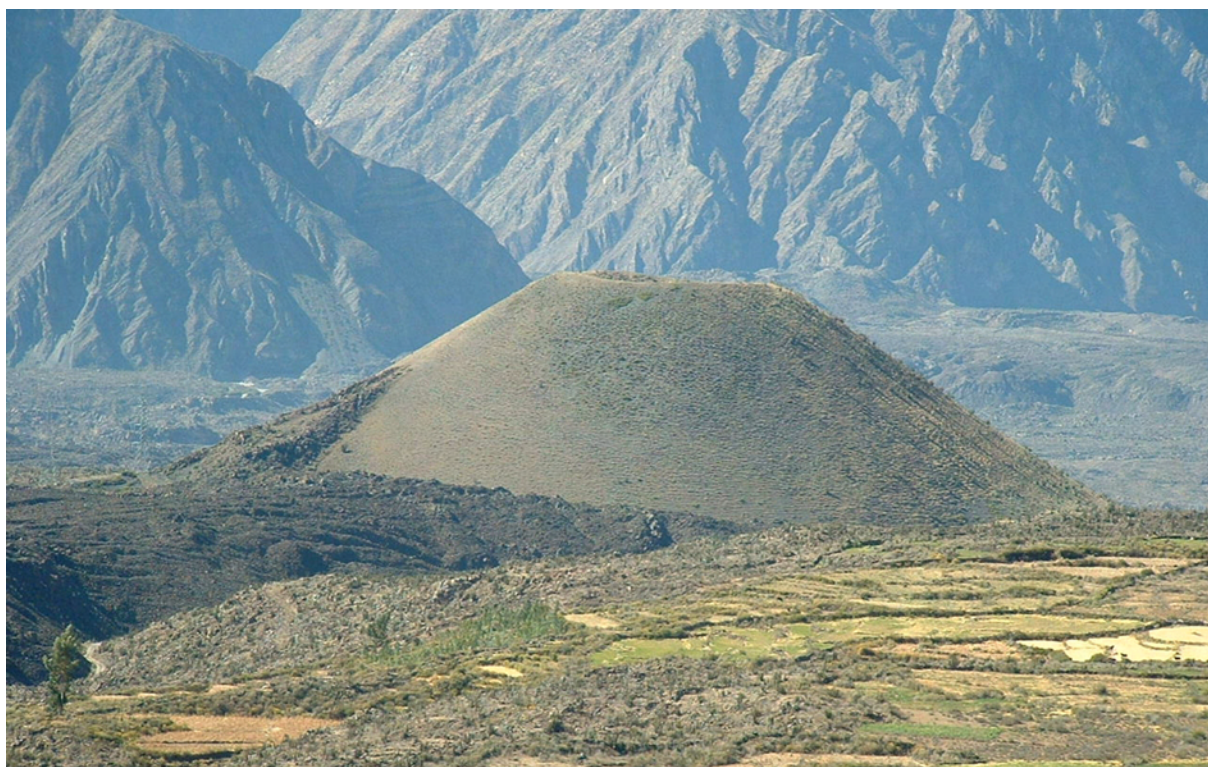


## COMPLEJO MONOGENÉTICO DEL VALLE DE LOS VOLCANES

1. Andahua 2. Chachas 3. Laguna de Chachas



**Figura 2.47:** imagen de satélite de la parte media del Valle de los Volcanes. El fondo de la fosa tectónica aparece recubierto por coladas de lava y salpicado por conos de piroclásticos. En el centro se distingue por su color rojizo el cráter del volcán Chilcayoc Grande, que se presenta en la fotografía de la figura 2.48.



**Figura 2.48:** cono monogenético stromboliano Chilcayoc Grande (3200 m) rodeado de lavas fisurales, en el fondo de la fosa tectónica del Valle de los Volcanes.





**Figura 2.49:** panorámica del valle de los Volcanes en la que se han señalado dos conos volcánicos monogenéticos. Las rocas que aparecen en primer plano forman parte del recubrimiento de brechas de las coladas de lava que rellenan el fondo de la fosa tectónica.

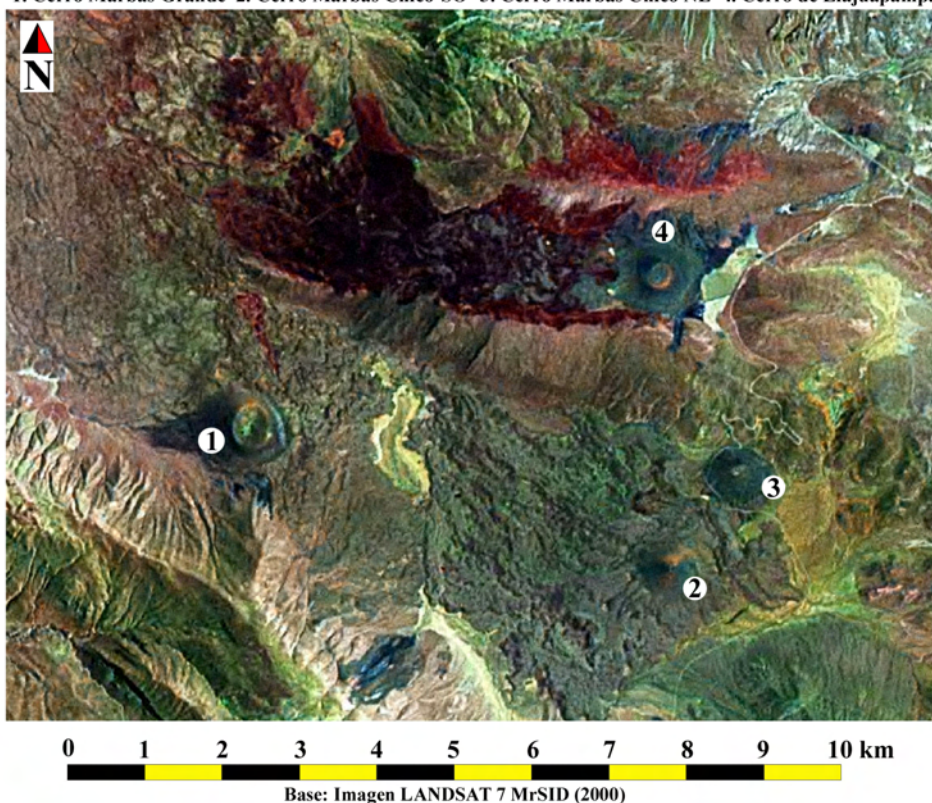


**Figura 2.50:** detalle de cenizas y lapilli volcánico en un suelo del Valle de los Volcanes.



## COMPLEJO MONOGENÉTICO DE PAMPA UCHAPAMPA

1. Cerro Marbas Grande 2. Cerro Marbas Chico SO 3. Cerro Marbas Chico NE 4. Cerro de Llajuapampa



**Figura 2.51:** imagen de satélite del complejo monogenético de Pampa Uchapampa, con indicación de la localización de cuatro conos volcánicos: Cerro Marbas Grande (3825 m), Cerro Marbas Chico SO (4133 m), Cerro Marbas Chico NE (4110 m) y Cerro de Llajuapampa (4315 m). Las coladas de lava emitidas por esos volcanes se encauzan valle abajo hacia los cortados que dan al cañón del Colca, en su confluencia con el Valle de los Volcanes, al NE del área comprendida por la imagen de satélite.



**Figura 2.52:** vista panorámica del cono monogenético Cerro Marbas Chico NE, señalado en la figura 2.51 con el número 3.



**Figura 2.53:** vista panorámica del cono monogenéticos Cerro Llajuapampa, indicado en la figura 2.51 con el número 4.



## CONOS MONOGENÉTICOS DE LA CABECERA DEL VALLE DEL SIGUAS

1. Cono monogenético abierto    2. Cono monogenético cerrado



Base: Imagen LANDSAT 7 MrSID (2000)

**Figura 2.54:** imagen de satélite de la cabecera del valle del Sigwas en la que se ha señalado la localización de los conos monogenéticos que se presentan en la figura 2.55.

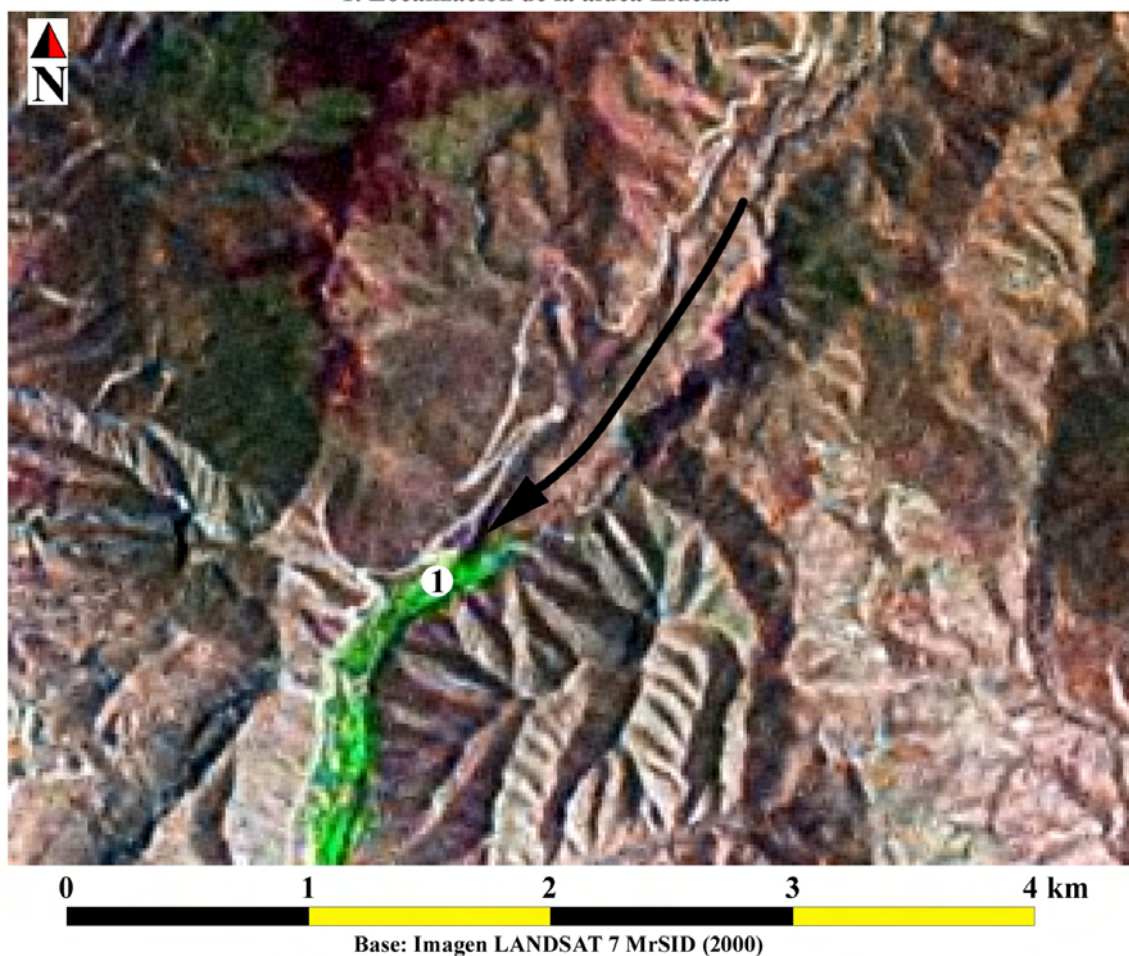


**Figura 2.55:** vistas de los conos monogenéticos señalados en la figura 2.54 con los números 1 y 2. El de la derecha (1) es un cono abierto en forma de herradura y el de la izquierda (2) un cono cerrado. Aunque se distinguen con menor claridad que en los casos del Valle de los Volcanes y Pampa Uchapampa, también en este caso los conos de piroclastos están rodeados por coladas de lava que se encauzan valle abajo.



## COLADAS DE LAVA DEL VALLE MEDIO DEL SIGUAS

### 1. Localización de la aldea Lluella



**Figura 2.56:** imagen de satélite del valle medio del Siguas, con indicación del sentido de flujo de la colada de lava que rellena el fondo del valle hasta la aldea Lluella (figura 2.57).



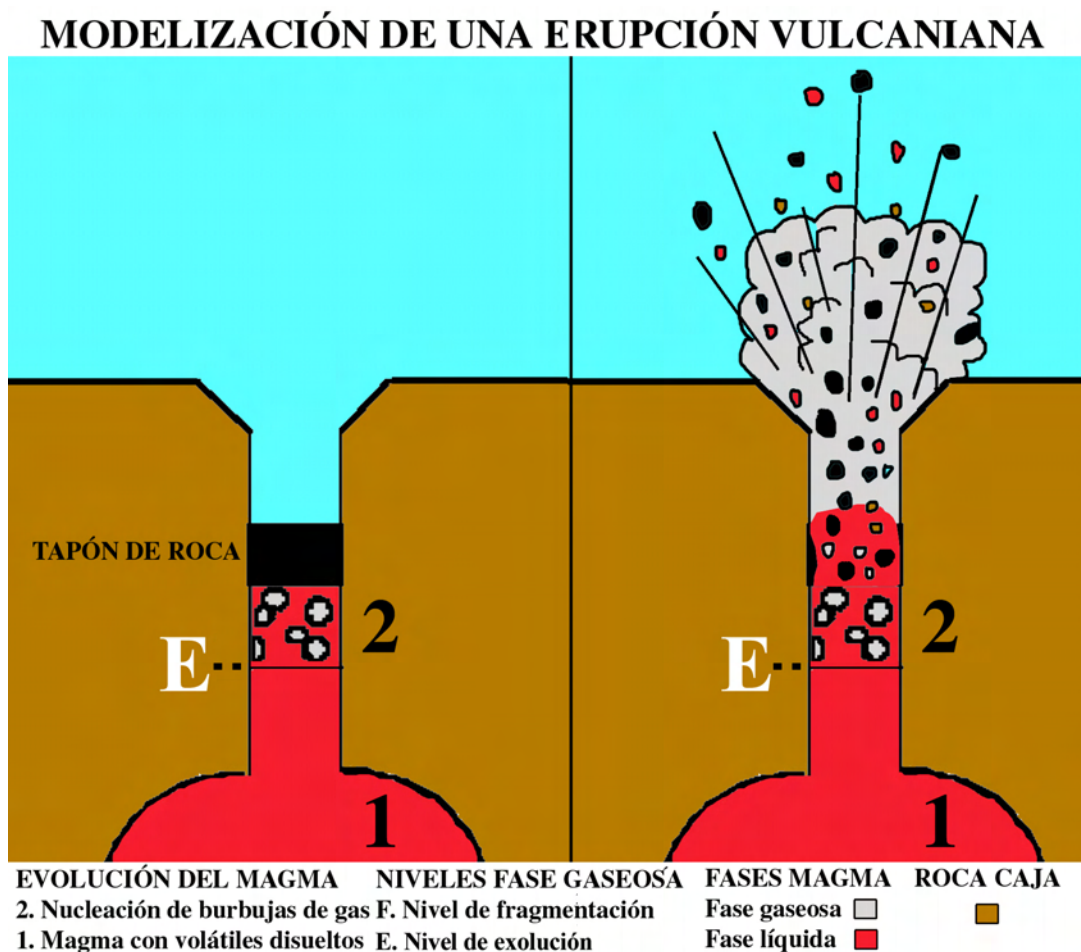
**Figura 2.57:** colada de lava que rellena el fondo del valle del Siguas, señalada en la imagen de satélite de la figura 2.56. Los derrames de lava se encauzan por el fondo del valle desde su cabecera hasta esta posición.

### Erupciones vulcanianas

Las erupciones vulcanianas son más violentas que las strombolianas pero menos que las peleanas y las plinianas. Normalmente se relacionan con la obturación de los conductos de salida del volcán por un tapón de roca, cuya presencia puede deberse a la detención de un volumen de magma que era demasiado viscoso para acceder al exterior. El taponamiento también puede ser causado por un colapso gravitatorio del conducto como consecuencia de la respuesta elástica de la roca caja después de una erupción (figura 2.42), movimientos sísmicos, precipitaciones intensas o simple gravedad.

Para que suceda una erupción vulcaniana también es necesario que previamente se almacene en la cámara un volumen de magma bastante félsico, relativamente viscoso y rico en gases, y que se alcance el umbral de sobrepresión como consecuencia de cualquiera de los procesos explicados. Algunos autores han señalado que la infiltración de agua debe desempeñar un importante papel en las erupciones vulcanianas (Martí, 2003; Martí et al., 2000), enriqueciendo la fase gaseosa del magma. La erupción se desencadena cuando la presión de la cámara supera la presión litostática del tapón de roca, destruyéndolo parcial o totalmente durante una o varias explosiones sucesivas (figura 2.58).

La evolución típica de una erupción vulcaniana consiste en una sucesión de explosiones violentas separadas por un intervalo de tiempo variable, desde algunos minutos a varias horas (Martí, 2003; Martí et al., 2000). Las explosiones debilitan y rompen el tapón de roca con una eficacia directamente proporcional a la presión acumulada previamente en la cámara e inversamente proporcional a la consistencia de la obturación del conducto de salida.



**Figura 2.58:** modelo de una erupción vulcaniana. Modificado de Martí (2003).



Las erupciones vulcanianas son especialmente frecuentes en los volcanes poligenéticos andesíticos (Martí, 2003; Martí et al., 2000). Emiten coladas de lava que pueden incluir una proporción variable de sus fases sólida, líquida y gaseosa, además de fragmentos del tapón de roca que obstruía el conducto de salida del volcán. Dependiendo del estado del sistema en el momento de desencadenarse la erupción pueden formarse columnas eruptivas que no suelen superar los 20 km de altura y son atravesadas por fragmentos de magma y líticos procedentes de la desobstrucción del conducto de salida. Los proyectiles siguen una trayectoria balística, dispersándose en torno al centro de emisión entre unas decenas de metros y varios kilómetros.

La figura 2.59 es una fotografía del cráter del Misti, que se encuentra obturado por un domo de lava viscosa desde su última erupción, entre 1440 y 1470 DC (Thouret et al., 2001). El domo es rico en azufre, teniendo por esa razón colores amarillentos. Las fumarolas están constituidas mayoritariamente por vapor de agua procedente de la infiltración de la fusión de la nieve que cubre estacionalmente la cumbre del edificio (figura 2.67).



**Figura 2.59:** cráter interior del Misti.

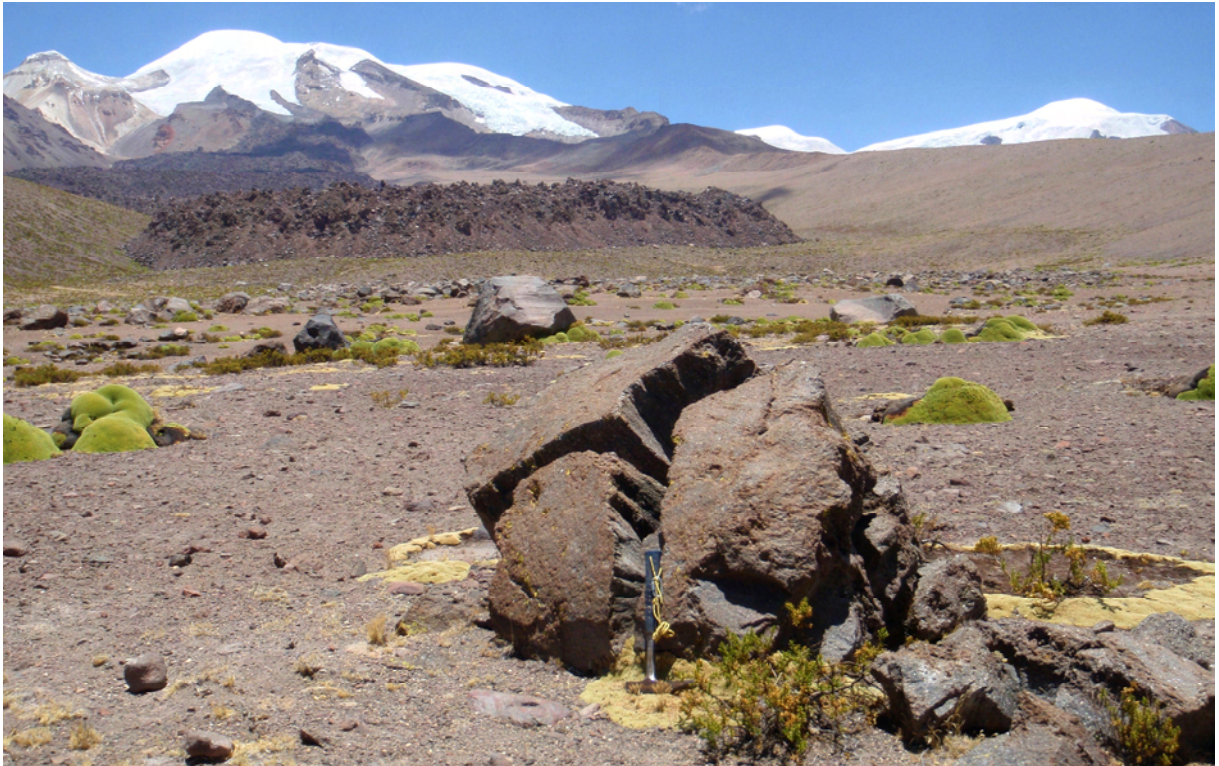
La figura 2.60 es una panorámica del cono que rodea el cráter interior del Misti, constituido por fragmentos líticos de tamaño canto o bloque, dispersados durante la erupción del siglo XV como consecuencia de la desobstrucción de la chimenea del volcán, sugiriendo que el evento fue de tipo vulcaniano.



**Figura 2.60:** panorámica del cráter interno del Misti desde la cresta del cono vulcaniano que lo rodea.



En las fotografías de las figuras 2.61 y 2.62, realizadas desde la parte inferior de la quebrada Queñua Ranra (en el cuadrante NE del Nevado Coropuna), se observan varios bloques procedentes de la destrucción del tapón de roca que obstruía el conducto de salida, probablemente durante la misma erupción que emitió la colada de lava que aparece en segundo plano, o durante la que produjo otra similar que descendió por la vertiente meridional (figura 2.63). Los bloques están fragmentados como consecuencia del impacto recibido en la caída, después de protagonizar un salto de 7 km desde el área de cumbres del edificio oriental del complejo volcánico, que aparece cubierta de glaciares en la parte superior izquierda de ambas fotografías.



**Figura 2.61:** bloque lanzado con trayectoria balística por una erupción vulcaniana, desde la cumbre del edificio oriental del Nevado Coropuna.

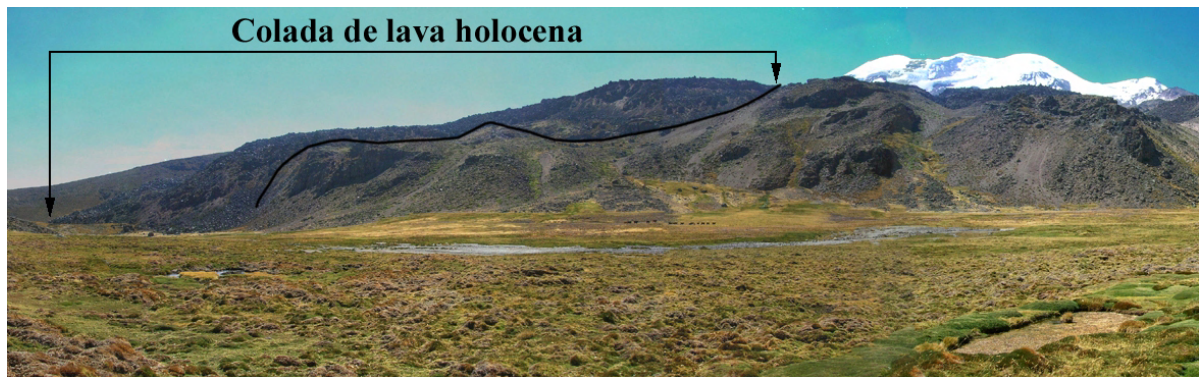


**Figura 2.62:** bloque arrojado con trayectoria balística durante la misma erupción que el de la figura 2.61.



Las erupciones vulcanianas frecuentemente emiten coladas de lava muy viscosa y pobre en gases (figuras 2.64 y 2.65), formadas por un volumen de magma expulsado con posterioridad a la desobstrucción del conducto de salida.

En la panorámica de la figura 2.63 se ha señalado una colada de lava de edad holocena que descendió por la vertiente occidental de la quebrada Cospanja (en el sector SE del Nevado Coropuna) desde el área de cumbres del edificio oriental del complejo volcánico, que aparece cubierta de glaciares en la parte derecha de la fotografía.



**Figura 2.63:** panorámica de la colada de lava holocena de la quebrada Cospanja, en el sector SE del complejo volcánico Nevado Coropuna.

Debido a las bajas temperaturas que caracterizan a las altitudes desde las que fue emitida, la capa externa de la colada de lava de la figura 2.64 se enfrió rápidamente, transformándose en una costra rígida que se fragmentó como consecuencia del avance del flujo. Por esa razón aparece cubierta por una espesa capa de brechas que le dan el aspecto de un pedregal.

En las fotografías de las figuras 2.64 y 2.65, realizadas en la parte superior de esa colada, puede comprobarse el tamaño de las brechas que la recubren y su aspecto reciente, debido a que no presentan señales de alteración.



**Figuras 2.64 y 2.65:** superficie de la colada de lava holocena de la quebrada Cospanja (figura 2.63).



### Erupciones peleanas

El mecanismo precursor de las erupciones peleanas es el desprendimiento lateral de un domo formado por lava rica en gases y demasiado viscosa para fluir, que ha quedado en equilibrio precario e inestable sobre las vertientes de un volcán (figura 2.66). En condiciones propicias el fragmento desprendido del domo rueda vertiente abajo triturándose, desgasificándose y formando una nube ardiente constituida por gases y fragmentos de magma que engloban una gran proporción de líticos. Las nubes ardientes se encauzan por el interior de las quebradas como consecuencia de su elevada densidad, emplazándose donde determinan la dinámica del fluido y la topografía. Otros procesos de naturaleza similar, como la desgasificación de una colada de lava precipitada desde un escarpe, también pueden generar nubes ardientes.



**Figura 2.66:** modelo de una erupción peleana.

En la figura 2.67 puede contemplarse la quebrada San Lázaro, excavada por la arroyada concentrada en un sector de la vertiente meridional del Misti cubierto por depósitos de nubes ardientes. La disección torrencial ha dejado al descubierto un perfil en el que pueden reconocerse una capa depositada por una nube ardiente y la paleotopografía sobre la que se asentó el flujo, correspondiente a un proceso semejante anterior. Dependiendo del crecimiento experimentado por el domo que rellena el cráter en el mismo contexto pueden desarrollarse erupciones vulcanianas (figura 2.59) o peleanas, como ha sucedido en el Misti.



**Figura 2.67:** depósitos de nubes ardientes en la quebrada San Lázaro (vertiente Sur del Misti).

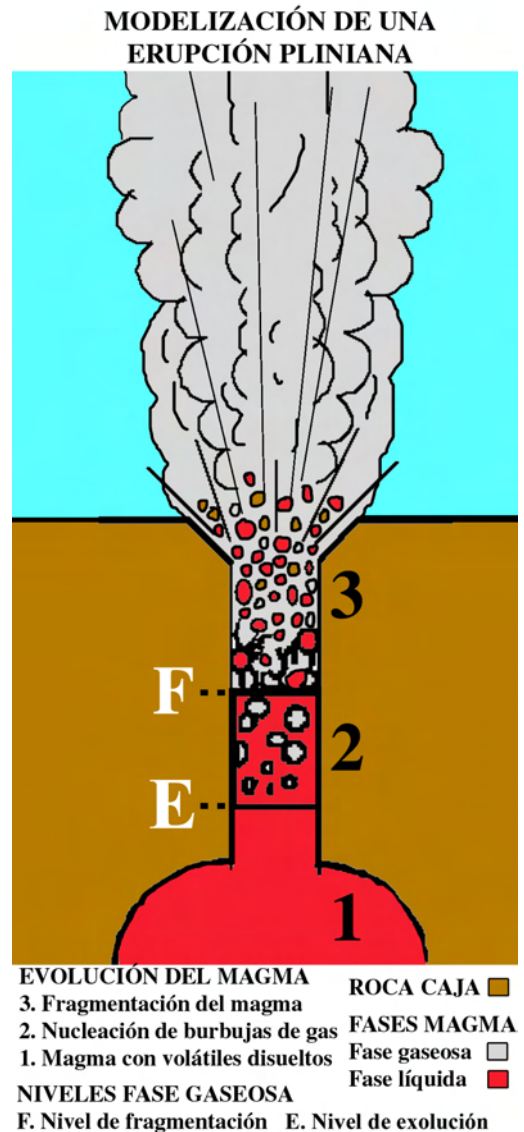


### Erupciones plinianas

Con excepción de las que generan las calderas gigantes, las erupciones plinianas son las más violentas del vulcanismo explosivo. En esta categoría se han incluido los tipos subpliniano, pliniano y ultraplíniano, que se diferencian en la energía liberada y la altitud alcanzada por la columna eruptiva: <30 km, <55 km y >55 km (Walker, 1973).

Las erupciones plinianas son causadas por la sobrepresión de cámaras que han almacenado magmas félsicos muy diferenciados. Cuando se desencadenan la nucleación de burbujas fragmenta el magma muy rápidamente (figura 2.68), emitiendo gigantescas columnas eruptivas (>20 km) compuestas por un flujo enormemente turbulento de gases, piroclastos y fragmentos arrancados de las paredes del conducto, que frecuentemente resulta parcial o completamente destruido por la erupción.

Al igual que las vulcanianas las emisiones plinianas pueden incluir fragmentos de magma en cualquiera de sus fases (sólida, líquida o gaseosa). No obstante los índices de dispersión y fragmentación de una erupción pliniana son muy superiores a los de un evento vulcaniano, el magma es expulsado casi exclusivamente en forma de piroclastos y la emisión de coladas de lava es mucho más rara que en otras modalidades menos explosivas de vulcanismo.



**Figura 2.68:** modelo de una erupción pliniana, modificado de Martí (2003).

La figura 2.69 es una panorámica del área de cumbres del Misti desde la cima del estratovolcán (5822 m), en la que aparecen los escarpes de dos cráteres plinianos concéntricos. El cráter interno está completamente cubierto por el cono vulcaniano generado durante la erupción del siglo XV (figura 2.60).



**Figura 2.69:** panorámica de los cráteres del Misti.

Dependiendo de la evolución de la columna eruptiva, en función de la relación que se establezca entre su densidad y la de la troposfera, las erupciones plinianas pueden generar flujos piroclásticos (*ash flow*) o piroclastos de caída (*pyroclastic fall*).

### **Flujos piroclásticos**

Cuando su densidad es mayor que la de la troposfera la columna eruptiva se desmorona transformándose en un flujo piroclástico compuesto por una proporción variable de gases, magma fragmentado y líticos que se desplaza a ras de suelo con gran turbulencia.

La naturaleza de los flujos piroclásticos varía considerablemente dependiendo del momento en el que se produzca el colapso de la columna eruptiva. Si sucede inmediatamente después de la erupción genera una **oleada piroclástica**, menos densa, menos caliente y menos veloz, pero si afecta a una columna vertical bien desarrollada el resultado es una **colada piroclástica**, que avanza con mayor rapidez, es más densa y alcanza una temperatura más elevada.

Debido a la elevada proporción de agua presente en la fase gaseosa de los magmas félsicos la temperatura de los flujos piroclásticos es un parámetro fundamental del que depende en gran medida su evolución posterior. Dependiendo de si se encuentra por encima o por debajo del umbral de condensación del vapor los flujos piroclásticos son secos (***dry surge***), si la temperatura es menor, o húmedos (***wet surge***), cuando es superior, en cuyo caso frecuentemente se transforman en fluidos líquidos de alta densidad con características hidrodinámicas y sedimentológicas semejantes a los lahares.

Aunque diversos autores han empleado otras denominaciones usualmente se utiliza el término **ignimbritas** (Marshall, 1935) para referirse a los depósitos de los flujos piroclásticos, que suelen estar mal clasificados como consecuencia de la turbulencia del medio de transporte y pueden aparecer sueltos o soldados entre sí, en función de la temperatura que tengan en el momento de depositarse.

### **Piroclastos de caída**

Cuando su densidad es menor que la de la troposfera la columna eruptiva experimenta un desarrollo vertical sin que se produzca ningún tipo de colapso y los fragmentos del magma se transforman en piroclastos de caída, que pueden ser transportados y depositados de diferente modo dependiendo de su peso, densidad y la intensidad de la erupción.

Los piroclastos más densos y pesados describen una trayectoria balística hasta su emplazamiento. Los piroclastos más ligeros son inyectados en la troposfera formando parte de la columna eruptiva, alejándose del centro volcánico en mayor o menor medida dependiendo de la violencia de la erupción y el régimen de los vientos dominantes, hasta que finalmente caen por su propio peso y se depositan por gravedad.

Dependiendo del peso, la densidad y la velocidad con la que se precipitan los depósitos de los piroclastos de caída pueden presentar distintas gradaciones verticales. Las secuencias conformadas por los fragmentos de magma suelen ser granodecrecientes y las de los líticos granocrecientes.

Los depósitos de piroclastos de caída más característicos son las **pumitas**, fragmentos de magma muy vesiculados con colores claros y una densidad  $<1\text{gr/cm}^3$ . Las pumitas pueden depositarse conservando su forma y espacios intermedios entre las partículas, cuando previamente se han enfriado, o deformarse plásticamente y soldarse constituyendo depósitos bien consolidados, si conservan una temperatura suficientemente elevada. La rotura de las paredes de las vesículas de las pumitas produce la formación de fragmentos vítreos cineríticos (*shards*) denominados genéricamente **cenizas**, que muchas veces pueden reconocerse enmarcadas en los depósitos piroclásticos junto con los líticos que formaban parte del flujo.

Aunque los depósitos de piroclastos de caída correspondientes a un mismo pulso o fase eruptiva pueden no presentar estratificación interna, es frecuente encontrar conjuntos estratificados correspondientes a la superposición de varios eventos (figuras 2.71, 2.72, 2.73 y 2.74). Los piroclastos de caída cubren uniformemente la topografía pudiendo presentar estratificación paralela, continuidad lateral y granulometrías crecientes o decrecientes, pero el espesor del depósito y el tamaño de las partículas siempre disminuyen a medida que se alejan del centro emisor.

Dependiendo de la altura de la columna eruptiva y el régimen de los vientos dominantes las erupciones más violentas pueden dispersar los piroclastos de caída a decenas e incluso cientos de km de distancia. Los depósitos de la erupción ultrapiñiana del volcán Huaynaputina ocurrida el año 1600 DC (Thouret et al., 1999) reflejan esa capacidad de dispersión, apareciendo ampliamente distribuidos desde el valle del Sigwas hasta el centro emisor, 230 km al SE del Nevado Coropuna, constituyendo un nivel de referencia de la estratigrafía regional.

Las laderas que aparecen en figura 2.70 forman parte de una vertiente del valle medio del Sigwas. Los muretes que se distinguen en la fotografía son andenerías de antiguas terrazas de cultivo, que aparecen recubiertas por cenizas de la erupción del Huaynaputina y fueron abandonadas hace siglos, tal vez en relación con ese acontecimiento.



**Figura 2.70:** terrazas de cultivo abandonadas en el valle del Sigwas cubiertas por una capa de cenizas.



Las figuras 2.71, 2.72, 2.73 y 2.74 son una panorámica y tres fotografías con diferente grado de detalle de depósitos de pumitas en una trinchera de la carretera que enlaza la carretera panamericana con la localidad de Huambo, al SE del complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca. Aunque los depósitos carecen de estratificación interna la superposición de varias capas refleja la sucesión de varias erupciones con características semejantes.



**Figuras 2.71, 2.72. 2.73 y 2.74:** depósitos de pumitas.

### **Erupciones que generan calderas gigantes**

Una caldera volcánica gigante es un cráter formado por la emisión súbita de grandes volúmenes de magma desde una cámara de grandes dimensiones situada a pocos kilómetros bajo la superficie terrestre. La erupción elimina bruscamente el apuntalamiento del techo de la cámara provocando su hundimiento y la aparición de la caldera por subsidencia (Clough et al., 1909; Francis, 1983). El proceso se desarrolla en un amplio rango de escalas y puede generar calderas que alcanzan diámetros de varias decenas de kilómetros. A diferencia de los demás tipos de volcanes las calderas son amplias depresiones cuyo interior frecuentemente vuelve a ser rellenado durante sucesivas fases eruptivas, transformándose poco a poco en una caldera resurgente (Smith & Bailey, 1968).

Las erupciones que generan las calderas gigantes tiene un intervalo de retorno tan prolongado que durante el último millón de años probablemente no hayan ocurrido más de diez en todo el planeta (Francis, 1983). Sus evidencias en el registro estratigráfico consisten en enormes depósitos de ignimbritas que alcanzan decenas o centenares de metros de espesor (figura 2.75) y abarcan extensas áreas de cientos de km<sup>2</sup>.

Como consecuencia de la elevada temperatura durante su la deposición las ignimbritas aparecen soldadas y presentan un aspecto homogéneo y consistente, pudiendo englobar líticos, xenolitos, fragmentos de otras unidades magmáticas y cenizas (figura 2.76). Sin embargo la identificación de las calderas asociadas a esos depósitos es complicada porque sus estructuras habitualmente están parcialmente erosionadas, cubiertas por materiales volcánicos o rellenas de otro tipo de sedimentos que pueden llegar incluso a ocultarlas. Teniendo en cuenta el elevado periodo de recurrencia de las calderas lo normal es que diferentes procesos dispongan de prolongados periodos de tiempo para desarrollarse, contribuyendo solidariamente a enmascararlas.

A menudo las calderas gigantes también están disimuladas por su magnitud. Muchas alcanzan tales dimensiones que sólo han podido identificarse a través de imágenes de satélite y fotografías convencionales realizadas desde naves espaciales, desde que en la década de los años 70' del pasado siglo XX empezaron a estar disponibles esos instrumentos de análisis. En los Andes Centrales, donde la exploración científica es más reciente, se han reconocido dentro del intervalo de latitud de la Zona Volcánica Central (figura 2.39).

Al NO de Argentina se encuentra la caldera del Cerro Galán, con 34 km de diámetro y un espectacular abanico de ignimbritas que se prolonga 70 km más allá de sus límites. Al Oeste de Bolivia esta el macizo Kan Kan, que inicialmente se había catalogado como un batolito granítico. Sin embargo el reconocimiento en imágenes de satélite de estructuras que podían relacionarse con la existencia de una caldera gigante y la correcta identificación de la litología del macizo durante el trabajo de campo, que en realidad se trata de ignimbritas, reveló la existencia de una caldera de 36 km de diámetro y 20 Ma de antigüedad (Francis, 1983).

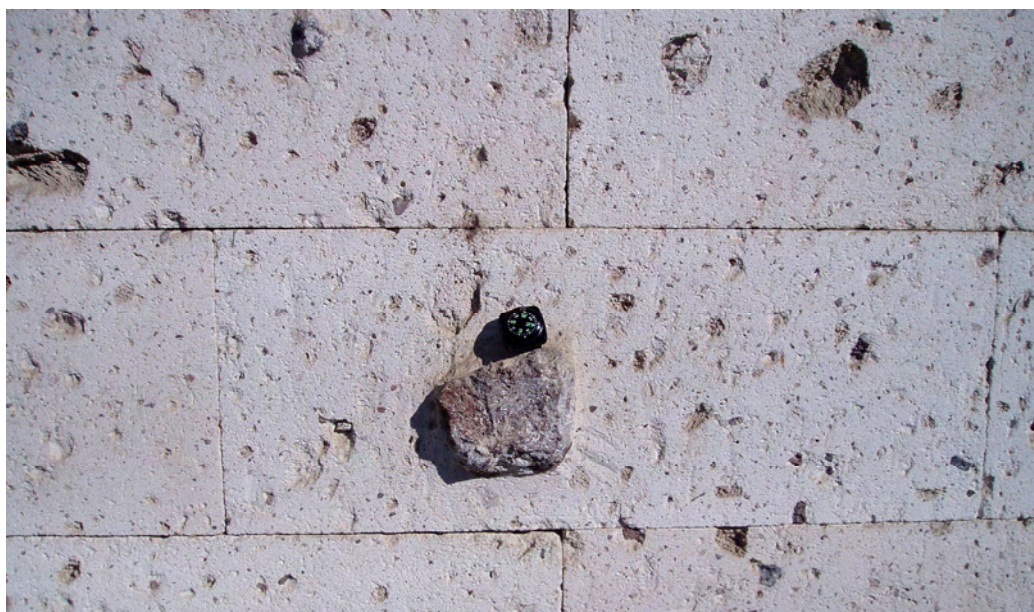
La existencia de amplios depósitos de ignimbritas en la región del Nevado Coropuna cuyo centro de emisión no ha podido ser identificado todavía es una prueba de las dificultades intrínsecas a la identificación de las calderas gigantes. Una de las unidades más características de esas facies es el comúnmente denominado sillar de Arequipa, por tratarse del material con el que tradicionalmente se han construido la mayor parte de los edificios de esa ciudad (figuras 2.77-2.79). Por esa razón Arequipa también es conocida como la ciudad blanca.



En las siguientes fotografías puede comprobarse el aspecto de las ignimbritas del sillar de Arequipa, en una cantera (figura 2.75) y en una pared del aeropuerto de la ciudad (figura 2.76). El corte permite apreciar el espesor y homogeneidad de los depósitos y la vista en detalle los materiales inscriptos en su interior.



**Figura 2.75:** cantera excavada en los depósitos ignimbríticos del sillar de Arequipa.



**Figura 2.76:** detalle de un bloque de sillar de Arequipa, en una pared del aeropuerto de la ciudad.



En ámbitos socioeconómicos y en contextos históricos y urbanos muy diferentes, desde los edificios de la zona colonial hasta las viviendas más humildes de los arrabales, la mayor parte de las construcciones de Arequipa han sido edificadas casi exclusivamente con el sillar, debido a la abundancia de esos depósitos de ignimbritas.

En las fotografías de las figuras 2.78, 2.79 y 2.80 aparecen respectivamente la iglesia de Yanahuara, la catedral de Arequipa y una vista de los arrabales de la ciudad, que en las últimas décadas han experimentado un espectacular y desordenado crecimiento como consecuencia del éxodo rural.



**Figuras 2.77 y 2.78:** iglesia del barrio de Yanahuara (izquierda) y catedral de Arequipa (derecha).



**Figura 2.79:** vista de uno de los arrabales de la ciudad de Arequipa.

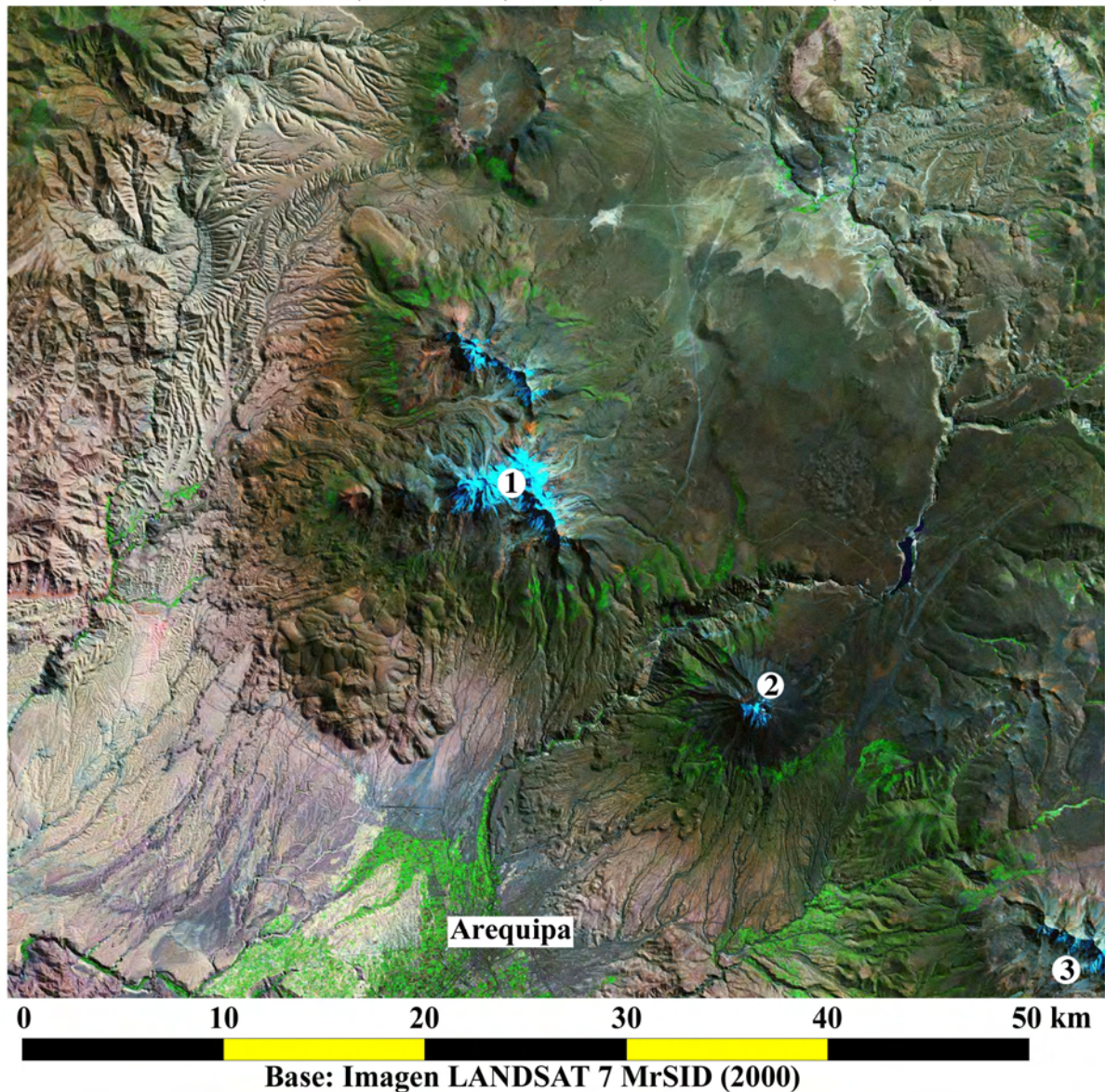


El origen de los depósitos ignimbríticos que conforman el sillar de Arequipa ha sido atribuido a la erupción que generó una caldera gigante que habría sido oculta posteriormente por el complejo volcánico Chachani (García et al., 1997). El complejo volcánico sería el resultado del resurgimiento de la actividad volcánica en el interior de la caldera resurgente, que habría sido completamente recubierta por las abundantes emisiones de lava que han construido el Chachani desde el Plioceno.

En imagen de satélite de la figura 2.80 se han señalado el Chachani (1), que como el Nevado Coropuna consiste en un complejo de edificios volcánicos adyacentes constituidos por coladas de lava, y los volcanes Misti (2), cuyo origen podría estar relacionado con las fracturas anulares asociadas a formación de la caldera, y Pichu-Pichu (3), afectado por un deslizamiento de grandes dimensiones en cuyos depósitos esta emplazado el sector oriental de la ciudad de Arequipa.

### IMAGEN DE SATÉLITE DE LOS ESTRATOVOLCANES

1. Chachani (6075 m) 2. Misti (5822 m) 3. Pichu Pichu (5664 m)



**Figura 2.80:** imagen de satélite del sector de la región del Nevado Coropuna donde se encuentran Arequipa y los volcanes que rodean el emplazamiento de la ciudad.



Resulta llamativo que a pesar de encontrarse en el sector de los Andes Centrales que coincide con un valor más elevado del ángulo de subducción y un espesor más potente de la corteza continental, en la región del Nevado Coropuna todavía no se hayan identificado calderas gigantes como la del Cerro Galán y el macizo Kan Kan. El techo de la serie estratigráfica del altiplano que conforma el basamento sobre el que se levanta el complejo volcánico está coronado por ignimbritas cuyo área fuente aún no ha sido identificada. Al Oeste del Nevado Coropuna su afloramiento consiste en una capa formada por una matriz arenosa que engloba bloques coherentes de diverso tamaño y la misma litología, transformándose algo más hacia el Sur en una amplia superficie predominantemente plana de roca competente sobre la que se dispone un número indeterminado de bloques de caras romas, grandes dimensiones e idéntico material (figura 2.81).



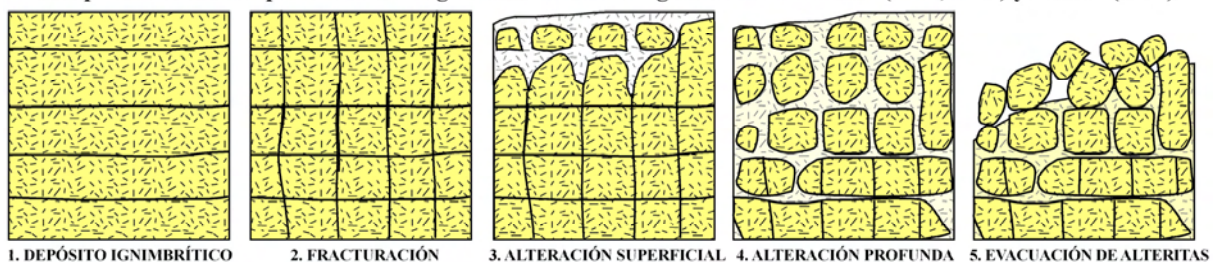
**Figura 2.81:** frente de alteración en ignimbritas, al SO del Nevado Coropuna.

Fotografía realizada por el profesor Douglas Bourbank (Universidad de Santa Bárbara, EEUU).

Morfológicamente el paisaje de los afloramientos de ignimbritas se asemeja al de los berrocales graníticos, y su origen puede atribuirse a la misma secuencia de procesos (figura 2.82). Las ignimbritas forman un extenso manto de alteración que está siendo dismantelado por la arroyada concentrada. A causa de su mayor resistencia los bloques (*core stone*) quedaron inscritos dentro del depósito cuando la meteorización arenizó el resto de la formación. Posteriormente la arroyada ha evacuado las alteritas dejando los bloques emplazados '*in situ*'. En el sector de los afloramientos que aparece en la figura 2.81 las alteritas han sido evacuadas en su totalidad y los bloques aparecen situados directamente sobre el frente de alteración. En el apartado que se va a dedicar a los pisos morfoclimáticos se mostrara el aspecto que tienen los berrocales en la parte septentrional de los afloramientos ignimbríticos, donde el dismantelamiento del manto de alteración esta menos avanzado.

#### SECUENCIA DE PROCESOS QUE GENERAN LOS BERROCALES IGIMBRÍTICOS

Adaptado de la interpretación del origen de los berrocales graníticos en Twidale (1971, 1982) y Muñoz (1995)



**Figura 2.82:** origen de los berrocales ignimbríticos.



Las ignimbritas del basamento del Nevado Coropuna abarcan una secuencia cronoestratigráfica muy dilatada que se prolonga durante gran parte del Mioceno y el Plioceno inicial, consistiendo en varias capas que podrían relacionarse con distintos orígenes. Uno de ellos se deduce del ordenamiento espacial de las evidencias documentadas para realizar la caracterización geomorfológica regional que se está presentando en este capítulo, que sugiere la posibilidad de la existencia de una caldera resurgente en la región del valle alto del Colca. Su presencia explicaría el origen de al menos una parte de las ignimbritas del Nevado Coropuna y el profundo encajamiento experimentado por el río.

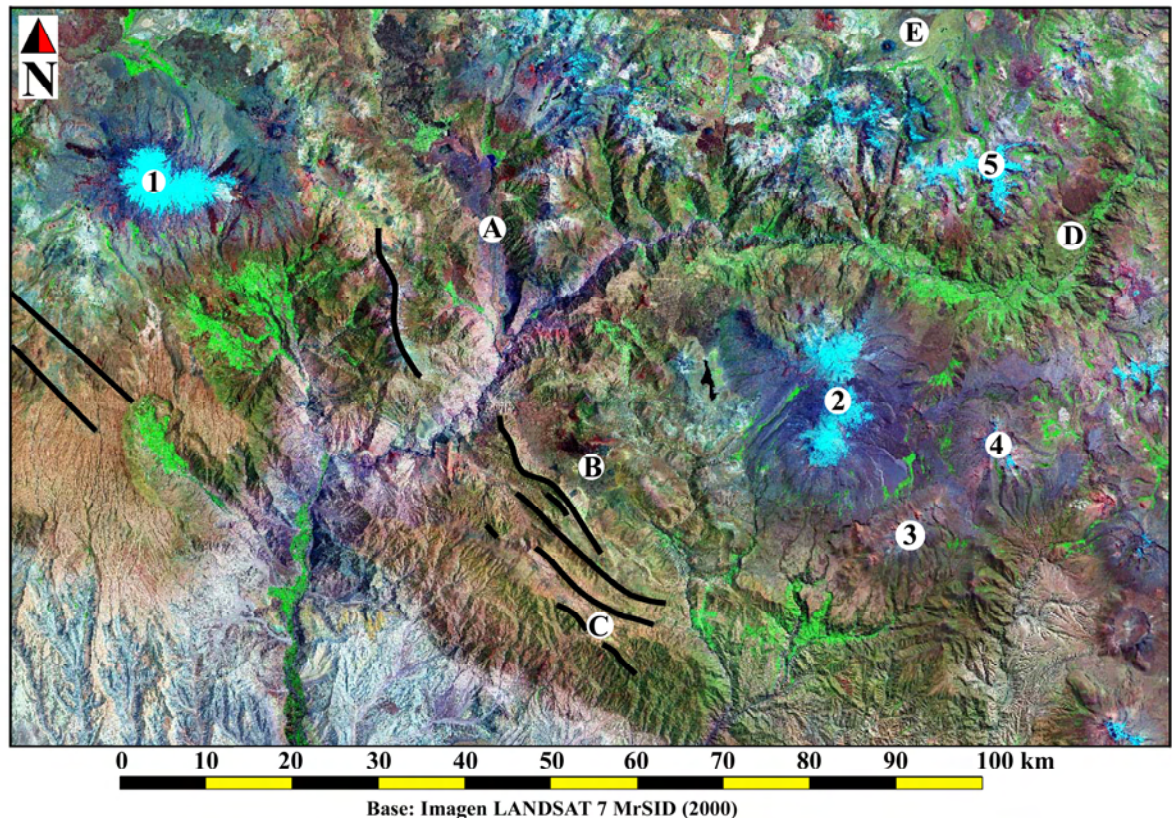
En el mapa de la figura 2.83 se han cartografiado los principales centros poligenéticos y monogenéticos que se localizan al Este del Nevado Coropuna (1), cuya distribución podría poner de manifiesto la existencia de la caldera resurgente.

En ese marco hipotético el complejo Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca (2) constituiría el núcleo central de la caldera resurgente, en torno al que sus límites coincidirían con la presencia de un conjunto de fracturas con geometría anular: al SO con los lineamientos tectónicos cartografiados más allá del centro monogenético de Pampa Uchupamapa (B), al SE con otros a favor de las que se habrían desarrollado los centros poligenéticos de Jello Jello (3) y Ananto-Ananta (4) y en la parte septentrional con una falla regional a favor de la que se habría encajado el tramo del Colca comprendido entre el complejo monogenético de Sacsay Huaman (D) y la confluencia del río con el Valle de los Volcanes (A). En esa posición un salto de falla de 2 km de altura separa dos centros monogenéticos con características muy semejantes (A y B). Con la delimitación propuesta la caldera tendría forma elíptica y unas dimensiones de 50 x 40 km (de Oeste a Este y de Norte a Sur).

**POSIBLE EXISTENCIA DE UNA CALDERA RESURGENTE EN LA REGIÓN DEL VALLE ALTO DEL COLCA**

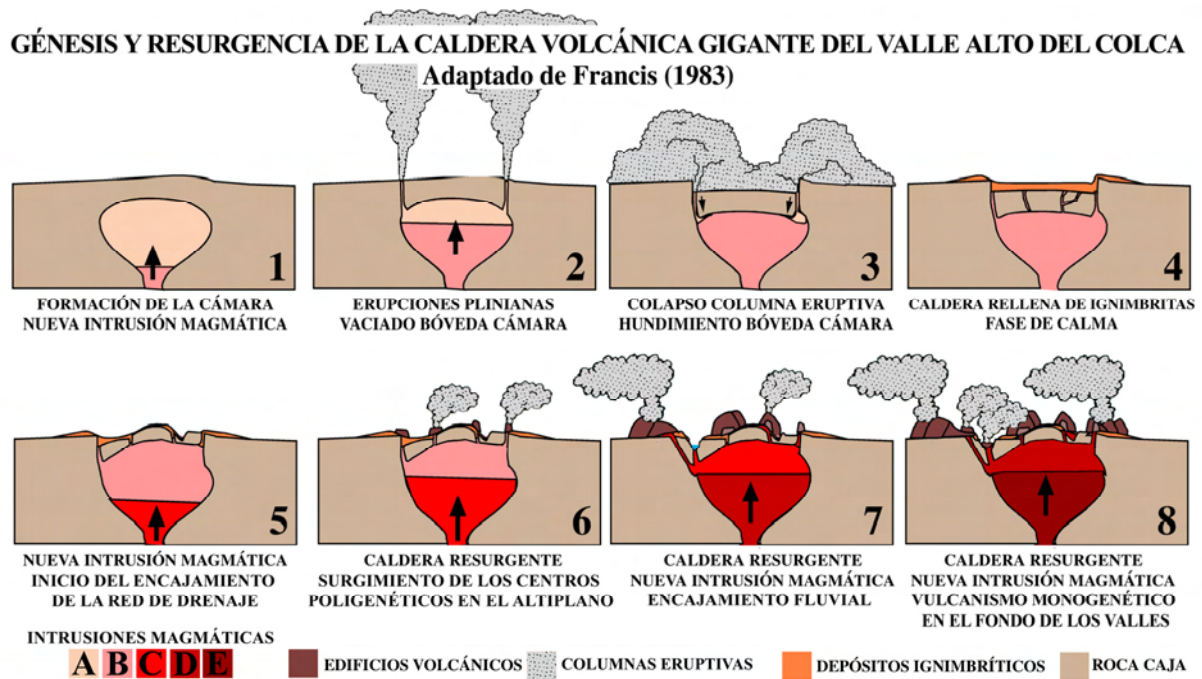
Centros poligenéticos: 1. Nevado Coropuna 2. Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca 3. Jello Jello 4. Ananto-Ananta 5. Mismi  
Centros monogenéticos: A. Valle de los Volcanes B. Pata Uchapampa C. Valle del Sigwas D. Sacsay Huaman E. Pampa Puca Apana

———— Lineamientos tectónicos



**Figura 2.83:** imagen de satélite del valle medio y alto del Colca.

Para explicar el origen y evolución de la caldera resurgente del valle alto del Colca se ha elaborado un modelo adaptando la propuesta general de Francis (1983) a las características particulares del caso. De este modo se exponen las causas y consecuencias de este tipo de erupciones y se completa la caracterización de las diferentes clases de vulcanismo explosivo que se han deducido de las evidencias geomorfológicas observadas en la región del Nevado Coropuna. El gráfico de la figura 2.84 es una representación idealizada del modelo, sin escala ni referencias geográficas.



**Figura 2.84:** modelo evolutivo de la evolución de la caldera volcánica gigante disectada por el Colca.

El modelo consta de 8 fases que se describen a continuación. El motor del proceso es el acceso a la cámara de sucesivas intrusiones magmáticas desde el Mioceno hasta el presente.

### FASE 1: Formación de la cámara y nueva intrusión magmática.

El proceso comienza con la formación de la cámara magmática, como consecuencia del ascenso de un magma (A) y su detención en niveles superficiales de la corteza. El magma (A) evoluciona en la cámara durante un periodo de tiempo prolongado experimentando los procesos de diferenciación explicados en apartados anteriores. La fase finaliza con una segunda intrusión magmática (B) que accede a la cámara desplazando el volumen de magma anterior (A) hacia el techo del reservorio. La mezcla física (*mingling*) y química (*mixing*) de los magmas (A y B) favorece su diferenciación y el incremento de la presión acumulada en la cámara.

### FASE 2: Erupciones plinianas y vaciado de la cámara magmática.

Como consecuencia de la sobrepresión alcanzada en la cámara se desencadenan erupciones plinianas en los márgenes de la caldera, iniciándose una nueva época eruptiva caracterizada por un vulcanismo muy explosivo. Aunque el vaciado de la cámara puede no exceder un 10% de su volumen total (Martí, 2003) las erupciones plinianas expulsan muchos km<sup>3</sup> de magma enormemente fragmentado, comenzando la deposición de las capas basales de las ignimbritas que culminan a techo la serie del altiplano que se encuentra en la base del Nevado Coropuna.

### **FASE 3: Colapso de las columnas eruptivas y hundimiento de la bóveda de la cámara.**

La tasa de emisión de las erupciones alcanza sus valores más elevados. El colapso de las columnas eruptivas plinianas genera coladas y oleadas piroclásticas cuyos depósitos rellenan la topografía de la caldera y su entorno. Como consecuencia de su vaciado parcial se produce la subsidencia de la bóveda de la cámara y se forma la caldera gigante.

...

Durante la época eruptiva que comprende las fases 2 y 3 se habrían depositado las ignimbritas del basamento del Nevado Coropuna. Teniendo en cuenta las edades atribuidas al Grupo Tacaza y las Formaciones Alpabamba y Huayllas (Olschusky & Dávila, 1994), que litoestratigráficamente comprenden esos depósitos de piroclastos, esas fases podrían haberse desarrollado durante el Mioceno.

...

### **FASE 4: Caldera rellena de ignimbritas. Periodo de calma.**

Con posterioridad a la formación de la caldera se desarrolla una fase de calma durante la que el volumen del magma (B) que no había sido emitido al exterior permanece almacenado en la cámara, evolucionando lentamente mediante los procesos de diferenciación magmática.

### **FASE 5: Nueva intrusión magmática. Inicio del encajamiento de la red de drenaje.**

Una nueva intrusión magmática (C) desplaza el volumen del magma anterior (B) hacia el techo de la cámara, incrementando la presión acumulada. El sistema trata de compensar la sobrepresión mediante el abovedamiento de la superficie (*doming*), favoreciendo un rápido encajamiento de la red de drenaje. Considerando que la incisión de los ríos Ocoña y Majes debió comenzar hace ~9 Ma (Thouret et al., 2008) la fase 5 habría sucedido en una fase más avanzada del Mioceno.

### **FASE 6: Resurgencia de la caldera. Levantamiento de los centros poligenéticos.**

A pesar de los mecanismos de compensación la sobrepresión alcanza un umbral crítico. En ese momento el magma (B), que ocupaba el sector superior del reservorio, es expulsado al exterior y se inicia una nueva época eruptiva. Durante esta fase, caracterizada por una explosividad más moderada, comienzan a construirse los centros poligenéticos del altiplano. La fase 6 podría haberse desarrollado durante el Mioceno final, debido a que el Nevado Coropuna surge en esa época.

### **FASE 7: Nueva intrusión magmática. Incremento del encajamiento de la red fluvial.**

El acceso a la cámara de nuevos volúmenes de magma (D) impulsa el abovedamiento de la corteza, el desarrollo de los centros poligenéticos del altiplano y el encajamiento de la red de drenaje. La fase 7 podría haberse desarrollado en el Plioceno medio, cuando el Nevado Coropuna ya debía consistir en un complejo volcánico de considerable tamaño.

### **FASE 8: Nueva intrusión magmática. Surgimiento de los centros monogenéticos.**

Nuevas intrusiones de magma (E) realimentan el *doming* superficial y la incisión fluvial alcanza varios miles de metros de profundidad. Los centros poligenéticos del altiplano siguen creciendo y aparecen los centros monogenéticos en la fosa tectónica del Valle de los Volcanes, en plena época Pleistocena.



## **VULCANISMO Y GLACIACIÓN**

Debido a que el objeto de estudio de este trabajo es un conjunto de masas de hielo que están emplazadas sobre edificios volcánicos, los aspectos que se deducen de las relaciones entre el vulcanismo y los glaciares tienen gran interés para la investigación. En este apartado se va a discutir esa cuestión desde tres puntos de vista:

- 1) La altitud de los edificios volcánicos y el área de distribución de los glaciares.
- 2) El desencadenamiento de lahares como consecuencia de la fusión repentina de una parte de las masas de hielo, por causas volcánicas, tectónicas o climáticas.
- 3) Las coladas de lava y el registro geomorfológico de la evolución glaciar.

### **Los edificios volcánicos y el área de distribución de los glaciares**

La elevación del área de cumbres de un volcán por encima del umbral altitudinal de la ELA como consecuencia de la actividad volcánica, el levantamiento tectónico regional y la evolución del clima, implican la puesta a disposición de los glaciares de espacios en los que desarrollarse, siempre que se den el resto de condiciones precisas para permitir la acumulación y conservación de la nieve y la diagénesis del hielo, en relación con la topografía, la orientación y la duración de las fases de reposo de la cámara magmática.

Por otra parte en los volcanes activos el calor geotérmico suele ser elevado, pudiendo llegar a restringir completamente la presencia de las masas de hielo. En el marco del mismo proyecto del que forma parte este trabajo de investigación, el análisis de la temperatura del suelo registrada durante el periodo 2004-2008 en estaciones instaladas en diferentes niveles altitudinales de los volcanes Misti (activo) y Chachani (inactivo) ha demostrado que, como consecuencia del calor geotérmico, los registros son significativamente más elevados en el primero que en el segundo (Palacios et al., 2009). Por esa razón el Misti carece de permafrost, a pesar de que en las cotas más elevadas del Chachani sí se ha detectado su presencia. En las vertientes del Misti no se han encontrado unidades geomorfológicas de origen glaciar, poniendo de manifiesto que puede haber permanecido libre de la presencia de las masas de hielo al menos desde el Pleistoceno medio.

Sin embargo en el complejo volcánico Nevado Coropuna los glaciares conservan actualmente una superficie de varias decenas de km<sup>2</sup> y las formas morrénicas que se distribuyen por sus vertientes indican que su extensión durante el Último Máximo Glacial Regional fue diez veces superior. Con excepción de tres unidades que fueron emitidas durante el Holoceno, dentro del límite definido por la última máxima expansión glaciar todas las coladas de lava que forman parte del complejo volcánico están erosionadas por el paso de las masas de hielo o han sido disectadas por los valles glaciares. De ese hecho se deduce que la cámara magmática se ha mantenido en calma durante la última glaciación, reanudando su actividad mucho más recientemente, cuando los paleoglaciares retrocedieron hasta posiciones próximas a las actuales.

La interpretación de las evidencias de la actividad volcánica en el Nevado Coropuna sugiere que sus erupciones han sido exclusivamente vulcanianas. Teniendo en cuenta la importancia que se atribuye a la participación de agua de procedencia exógena en ese tipo de erupciones (Martí, 2003; Martí et al., 2000), la infiltración del agua de deshielo tiene que haber desempeñado un importante papel en ese sentido y tal vez sea la causa principal de su naturaleza.

### **La actividad volcánica y la formación de lahares**

El término *lahar*, tradicionalmente empleado en Java para denominar las avenidas de lodo que descienden por los barrancos de los volcanes de la isla, ha sido comúnmente adoptado por los investigadores para referirse a cualquier avenida que removilice materiales volcánicos (Martí, 2003; Martí et al., 2000). Los lahares pueden originarse durante una erupción volcánica, pero también pueden ocurrir por otras causas. La única condición para que se produzca un lahar es que un volumen de agua en estado líquido alcance un caudal suficientemente elevado para que su evacuación inmediata por efecto de la pendiente y la gravedad genere una avenida de lodo que arrastre materiales volcánicos. Los lahares frecuentemente también incorporan rocas de distintas litologías, árboles y cualquier otro elemento que encuentre a su paso y sea asequible a su competencia, muy elevada como consecuencia de su alta densidad.

A causa de las fuertes pendientes de las vertientes de los edificios volcánicos los lahares se desplazan velozmente ladera abajo, tratándose de flujos hipersaturados, muy densos y enormemente turbulentos, que se caracterizan por su gran capacidad de erosionar, transportar y sedimentar en un solo evento. Empujadas por la dinámica del fluido las partículas de mayor tamaño tienden a alinearse en los extremos del flujo, formando acumulaciones de depósitos que se alinean en los bordes de los canales laháricos y reciben la denominación de *levées*. Esas unidades, conjuntamente con los depósitos y el contexto en el que se encuentran, constituyen las principales evidencias geomorfológicas que permiten reconocer la ocurrencia de lahares, además de su observación directa.

Para que se forme un lahar es necesario que sobre un conjunto de depósitos volcánicos se produzca una avenida de agua con un caudal suficientemente elevado para activar su removilización. El origen del agua puede estar vinculado con la actividad volcánica, pero también puede no tener relación con ella. Teniendo en cuenta esta diferencia fundamental, aunque algunos autores han propuesto otras clasificaciones igualmente válidas (Martí, 2003; Martí et al., 2000), en este trabajo distinguiremos entre dos tipos de lahares, en función de las causas que los originan:

**Lahares sinvolcánicos:** desencadenados durante una erupción, frecuentemente por el contacto de un fluido volcánico con las masas de hielo, aunque también puede producirse por otras razones, como la condensación de un flujo piroclástico húmedo.

**Lahares postvolcánicos:** la causa de la avenida no está relacionada con la actividad eruptiva, obedeciendo a procesos independientes como la ocurrencia de precipitaciones intensas, la fusión de nieve o permafrost, o el desprendimiento de una masa de hielo que se precipita por las vertientes y se funde, fenómeno que se ha tenido la oportunidad de observar en directo en el Nevado Coropuna durante las campañas de trabajo de campo.

Sobre esa base puede establecerse una segunda clasificación para los lahares generados por un cambio de estado del agua por causas volcánicas:

**Lahares de fusión:** cuando las emisiones volcánicas producen la liberación de agua retenida en estado sólido en forma de nieve, neviza, hielo glaciar o permafrost.

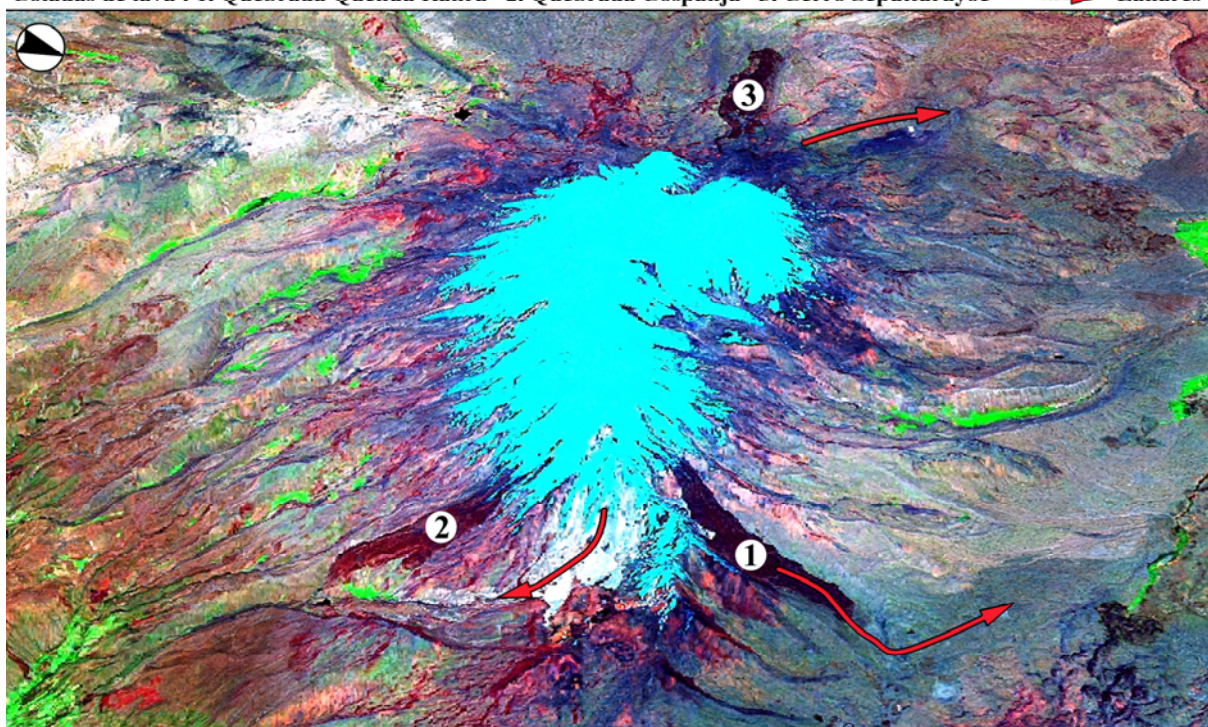
**Lahares de condensación:** si la temperatura de un flujo piroclástico desciende por debajo del umbral de condensación, el vapor que contiene tiende a transformarse en agua líquida generando un flujo con características intermedias entre un evento piroclástico y uno lahárico, que finalmente puede llegar convertirse en un lahar propiamente dicho.

En condiciones propicias cualquiera de los procesos volcánicos explicados generará un lahar. Si la erupción es muy explosiva y forma una columna vertical los piroclastos pueden afectar a las masas de hielo presentes en el mismo volcán o en otras montañas incluso a decenas de kilómetros de distancia. Dependiendo de su temperatura durante la deposición la fusión se desencadenará inmediatamente, si los piroclastos están suficientemente calientes, o con posterioridad, si son de color oscuro y el incremento del albedo favorece el deshielo por efecto de la radiación solar. No obstante cuando el espesor del depósito es suficientemente elevado los piroclastos también pueden resguardar a la masa de agua helada de la insolación. Si se dan las condiciones necesarias la fusión se desencadenará por la actuación piroclastos de caída, oleadas o coladas piroclásticas plinianas, nubes ardientes peleanas o coladas de lava, siendo el último el principal mecanismo precursor de lahares sinvolcánicos detectado en el Nevado Coropuna.

El reconocimiento de sus vertientes ha demostrado que los lahares son relativamente frecuentes en el complejo volcánico. La emisión de tres coladas de lava durante el Holoceno con origen en áreas que incluso en el presente conservan masas de hielo generó lahares sinvolcánicos de fusión, cuyos depósitos se han identificado en los sectores NO, SE y SO. El análisis de esas evidencias sugirió que los lahares sinvolcánicos de fusión implicaron la participación de un volumen superior de agua, generaron avenidas de mayor envergadura y depósitos que alcanzan una extensión superior. Sin embargo por encontrarse ligados a las erupciones volcánicas su periodo de recurrencia es mucho más elevado que el de los lahares postvolcánicos. Siendo de menor magnitud los lahares postvolcánicos también son más frecuentes, habiéndose detectado la presencia de canales laháricos muy recientes en todas las quebradas de la vertiente meridional que en la actualidad conservan glaciares en sus cabeceras.

La figura 2.85 es una vista tridimensional del Nevado Coropuna con indicación de las coladas de lava emitidas durante el Holoceno y los lahares sinvolcánicos de fusión que generaron.

**COLADAS DE LAVA HOLOCENAS Y LAHARES SINVOLCÁNICOS VINCULADOS CON SU EMISIÓN**  
Coladas de lava : 1. Quebrada Queñua Ranra 2. Quebrada Cospanja 3. Cerro Sepulturayoc → Lahares

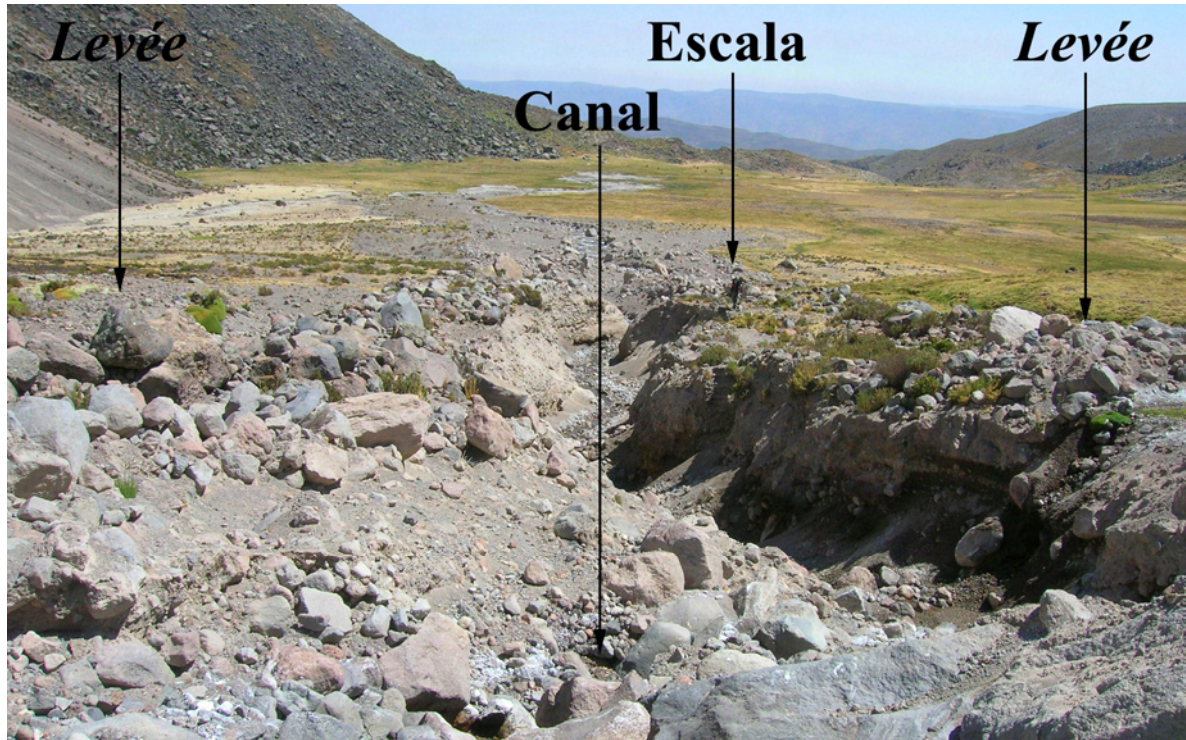


Base: Imagen LANDSAT 7 MrSID (2000) sobre el modelo digital del terreno · Coordenadas de la vista: X807272,57 Y8276344,33 Z49306,15 Ángulo:27

**Figura 2.85:** coladas de lava y lahares sinvolcánicos de época holocena detectados en el Nevado Coropuna.



A continuación se presentan algunas de las evidencias que demuestran la frecuencia con la que actualmente se producen lahares en el Nevado Coropuna. La figura 2.86 es una fotografía de un canal lahático situado en la quebrada Cospanja, en el sector SE del complejo volcánico, en la que se han señalado el interior del canal, sus correspondientes *levées* y la silueta de una persona, como referencia de la escala. En la figura 2.87 puede contemplarse una vista panorámica del mismo canal.



**Figura 2.86:** canal lahático en la quebrada Cospanja.



**Figura 2.87:** vista panorámica del canal lahático de la quebrada Cospanja.

Según el testimonio de los propietarios del ganado que habitualmente pasta en ese sector, el canal lahático existe desde principios de los años 90'. Durante una de jornadas del trabajo de campo pudo escucharse el crujido generado por el desprendimiento de un bloque de hielo, probablemente en el área de cumbres visible en la la figura 2.87, seguido por el descenso de un lahar de reducidas dimensiones por el interior del mismo canal. Es posible que el incremento de la temperatura observado en las últimas décadas en los Andes favorezca un aumento de la frecuencia de ese tipo de eventos. La localidad de Viraco se encuentra a 8 km de distancia y a 1000 m de desnivel aguas abajo del canal lahático de Cospanja. En las demás quebradas de la vertiente Sur se encontraron casos similares, poniendo de manifiesto el escenario de riesgo que implica la presencia de los glaciares en el complejo volcánico.

### **Las coladas de lava y el registro geomorfológico de la evolución glaciár**

A causa de su actividad predominantemente vulcaniana las coladas de lava constituyen la materia prima fundamental de la que están contruidos los edificios del Nevado Coropuna. Por lo tanto también fueron los lechos sobre los que fluyeron las masas de hielo y la principal fuente de aprovisionamiento de sus acciones de abrasión y formación de morrenas.

Debido a que el registro geomorfológico de las fases de expansión y retracción de los paleoglaciares esta compuesto predominantemente por formas morrénicas y umbrales rocosos con abrasión, gran parte del trabajo de investigación se basó en el reconocimiento, delimitación y recogida de muestras de esas unidades.

Por ese motivo para afrontar con éxito la consecución de los objetivos previstos era preciso conocer previamente los procesos implicados en el modelado de las coladas de lava, antes y después de que las masas de hielo circularsen sobre ellas, con el fin de poder interpretar correctamente las evidencias geomorfológicas durante el trabajo de campo.

Los resultados alcanzados en la determinación experimental de la temperatura de emisión de basaltos, andesitas, dacitas y riolitas (Cas & Wrigth, 1987; Ortiz, 2000b) permiten suponer que las lavas del Nevado Coropuna debían encontrarse cuando fueron emitidas dentro de un rango comprendido entre 700 y 1200°C.

Sin embargo como consecuencia de las reducidas temperaturas que caracterizan al área de cumbres del complejo volcánico, con medias diarias por debajo del umbral de congelación, las lavas comienzan a enfriarse inmediatamente después de la erupción, iniciando el proceso de brechificación que se ha representado gráficamente en la figura 2.88 y se describe a continuación.



**Figura 2.88:** brechificación de las coladas de lava.

Nada más entrar en contacto con el ambiente exterior (1) el enfriamiento de la lava se produce diferencialmente desde fuera hacia dentro (2). Como el flujo se desarrolla con un régimen laminar en la colada se distingue una costra externa que ralentiza su avance y adquiere mayor viscosidad y rigidez, envolviendo una parte interna que conserva su temperatura y estado plástico originales y avanza más rápidamente.

La diferencia de velocidad provoca la rotura de la costra externa (3), de manera que los fragmentos se acumulan unos sobre otros en la superficie de la lava (4) y se precipitan por sus flancos laterales. El proceso se reproduce simultáneamente a lo largo y a lo ancho de la colada hasta que se el flujo de detiene y enfría (5) donde determinan la topografía del lecho, la temperatura del fluido y la tasa de emisión.

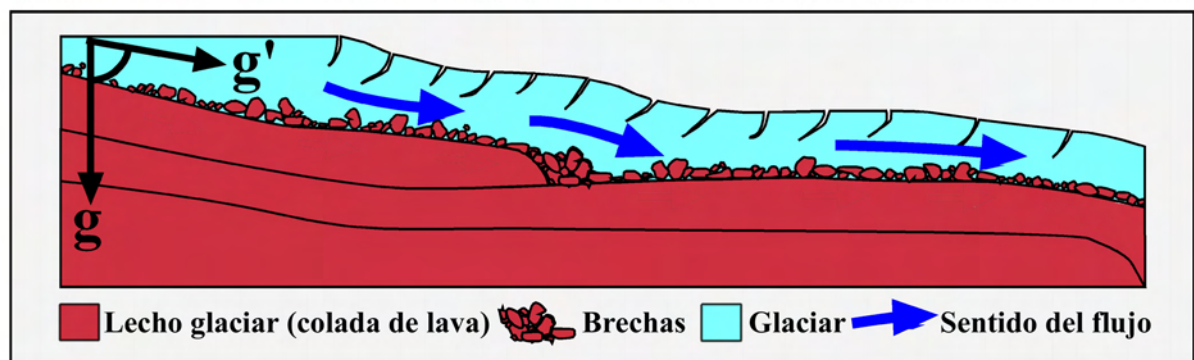


Morfológicamente el resultado final del proceso que se ha descrito es que las coladas lava quedan sistemáticamente recubiertas en la totalidad de su superficie por una capa de brechas angulosas de diferentes tamaños, tal y como aparecen en el campo las unidades que fueron emitidas durante el Holoceno.

Sin embargo, como es conocido, los glaciares avanzan sobre las vertientes como un bulldozer, empujando por delante o incorporando en su interior todo el material que por encontrarse suelto o pobremente sujeto resulta asequible a su competencia. A causa de esas acciones las coladas de lava que han sido erosionadas por las masas de hielo aparecen completamente desprovistas de brechas, siendo la constatación de esa característica uno de los dos criterios utilizados para diferenciarlas durante el trabajo de campo de las unidades que no fueron afectadas por los paleoglaciares.

El otro criterio, que confirma inequívocamente el diagnóstico anterior, requiere realizar un reconocimiento en detalle de la superficie de las coladas de lava desprovistas de brechas, donde pueden identificarse fácilmente el pulimento, las estrías ( $\varnothing$ =mm), surcos ( $\varnothing$ =cm) y acanaladuras ( $\varnothing$ =dm) que las masas de hielo grabaron empleando como fuente de energía la fuerza de la gravedad ( $g'$ ) y como herramienta las rocas que previamente sustrajeron de las coladas de lava (figura 2.89). Esas marcas son los efectos de la abrasión, que permiten identificar sin ningún género de dudas los lechos sobre los que circularon y deducir la dirección y el sentido del flujo de los paleoglaciares.

#### ABRASIÓN GLACIAR DE LA SUPERFICIE DE LAS COLADAS DE LAVA



**Figura 2.89:** abrasión glaciar de la superficie de las coladas de lava.

El reconocimiento de las formas morrénicas en el trabajo de campo y en el laboratorio fue el instrumento en el que se basó la definición y delimitación de las fases de avance de las masas de hielo, que se dedujeron de la interpretación de su distribución en el mapa geomorfológico que será presentado en este mismo capítulo. En etapas sucesivas de la investigación las morrenas cartografiadas fueron útiles para reconstruir las paleoELAs geomorfológicas de los paleoglaciares y planificar la recogida de muestras que permitió establecer las cronologías absolutas de su última máxima expansión.

La misma importancia tuvieron los umbrales con abrasión para abordar el análisis de las fases y el ritmo del proceso de deglaciación, con la diferencia de que por una evidente cuestión de escala sólo pudieron reconocerse sobre el terreno, empleando la cartografía geomorfológica para orientarse y localizarlas en el interior de los valles glaciares.

A continuación se mostraran los efectos del proceso de brechificación de las coladas de lava y las acciones erosivas de las masas de hielo que se desplazaron sobre ellas, mediante la presentación de fotografías realizadas durante las campañas de trabajo de campo.



La figura 2.90 es una panorámica del frente de la colada lava que rellena parcialmente el fondo del valle glaciar de la quebrada Queñua Ranra, en el cuadrante NE del Nevado Coropuna. A causa de su carácter reciente la colada no ha sido afectada por las acciones erosivas de las masas de hielo, conservando intacto un recubrimiento de brechas que se acumula sobre la superficie y se precipita sobre los flancos laterales de la lava.



**Figura 2.90:** colada de lava de la quebrada Queñua Ranra completamente recubierta de brechas.

En la fotografía de la figura 2.91 pueden observarse los efectos del paso de los paleoglaciares sobre una colada de lava situada en la parte alta de la quebrada Cospanja, en el sector SE del complejo volcánico. La superficie aparece completamente desprovista de brechas, exhibiendo las diaclasas de disyunción generadas por la retracción del volumen de roca durante su enfriamiento.



**Figura 2.91:** colada de lava de la quebrada Cospanja con su superficie limpia de brechas.

En las fotografías que se han incluido en la página siguiente se exponen los efectos de la abrasión en la superficie de dos coladas de lava, que permiten reconocer la dirección del flujo y también su sentido (deduciéndolo de la pendiente del lecho y el contexto geomorfológico en el que se encuentran).

En la figura 2.92 pueden apreciarse el pulimento y las estrías producidos por la acción de los paleoglaciares en la superficie de una colada de lava que se encuentra en el interior de la quebrada Cospanja, en una posición próxima a la unidad que aparece en la figura 2.91.

En la figura 2.93 se distinguen los surcos y acanaladuras generados por las masas de hielo en el umbral de salida de la laguna Pallarcocha, en la vertiente Oeste del Nevado Coropuna. Las hendiduras fueron grabadas por los paleoglaciares empleando como instrumento la carga de fondo que transportaban, que quedó depositada directamente sobre el lecho después del proceso de deglaciación.





**Figura 2.92:** pulimento y estrías glaciares en la superficie de una colada de lava de la quebrada Cospanja.



**Figura 2.93:** surcos y acanaladuras grabados por las masas de hielo en la superficie de una colada de lava empleando la carga de fondo que transportaban, que aparece depositada encima del lecho.

### 2.4.1.c) Factores climáticos

En los siguientes apartados se van a describir los factores climáticos que controlan el modelado del relieve. En primer lugar el contexto geográfico y a continuación las tendencias del clima a lo largo y a lo ancho de la cordillera de los Andes Centrales.

#### **CONTEXTO GEOGRÁFICO**

La configuración del clima de los Andes Centrales se debe a la concatenación de cinco factores geográficos:

- 1) La temperatura de la superficie del mar en el intervalo de latitud del margen occidental de Suramérica afectado por la corriente de Humboldt (2°S-31°S).
- 2) La situación anticiclónica permanente sobre el Pacífico suroriental.
- 3) Los regímenes anuales de la Zona de Convergencia Inter-Tropical (ZCIT) y las invasiones de las depresiones del frente polar antártico.
- 4) El área fuente de la precipitación y su degradación orográfica sobre la cordillera.
- 5) El fenómeno ENSO (El Niño-Oscilación del Sur).

#### **La temperatura de la superficie del mar y el anticiclón del Pacífico suroriental**

La situación anticiclónica permanentemente instalada sobre el Pacífico suroriental está estrechamente vinculada con la temperatura de la superficie del mar, un parámetro usualmente conocido por el acrónimo de su denominación anglosajona *Sea Surface Temperature* (SST). La capacidad del aire para contener humedad es directamente proporcional a su temperatura e inversamente proporcional a la presión atmosférica. Como la temperatura del aire tiende a equilibrarse con la temperatura de la superficie del mar, la naturaleza de las masas de aire y los sistemas de presión depende de las características de los sectores de los océanos sobre los que se desplazan.

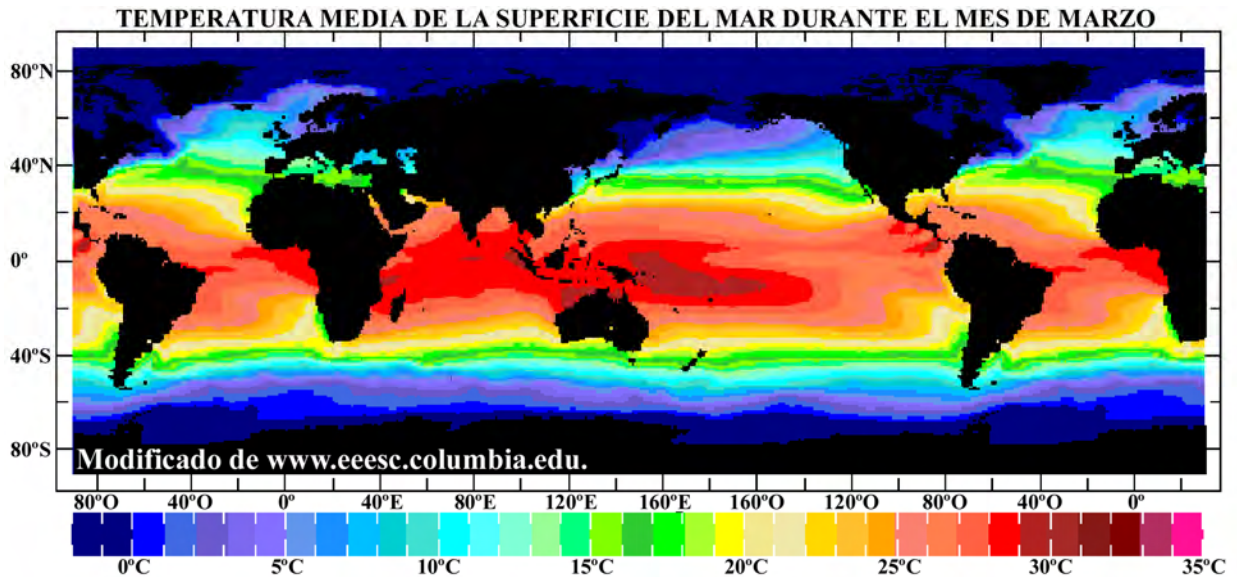
- En las regiones marinas de aguas suficientemente frías se forman sistemas de altas presiones (>1013 mb), que por definición son masas de aire frío con bajo contenido de humedad y tendencia a la estabilidad atmosférica.
- En los sectores cálidos de los océanos se generan sistemas de bajas presiones (<1013 mb), masas de aire caliente más húmedas y propensas a la inestabilidad, que favorecen la condensación y el desencadenamiento de precipitaciones.

Los márgenes suroccidentales de los continentes del Hemisferio Sur están bañados por corrientes marinas frías procedentes de los mares antárticos, que recorren la costa durante cientos de kilómetros y en las bajas latitudes se desvían por efecto de la fuerza de Coriolis hacia el interior del océano, transformadas en corrientes subtropicales cálidas.

Desde un punto de vista climático la consecuencia más importante de ese fenómeno es la instalación permanente sobre esas costas de centros de altas presiones que bloquean cualquier posibilidad de precipitación, de manera que la aridez es la principal característica del clima en el intervalo de latitud afectado por las corrientes marinas frías. Por ese motivo en el SE de Suramérica, África y Australia se encuentran los desiertos áridos de Atacama, el Namib y Gibbons, con origen y permanencia vinculados respectivamente con las corrientes marinas frías de Humboldt, Benguela y Australia occidental.



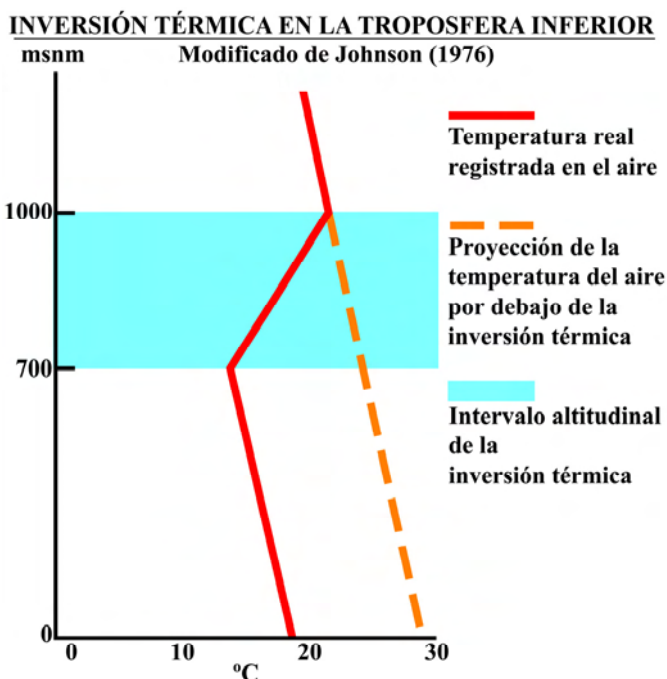
El mapamundi de la figura 2.94 representa la temperatura media de la superficie de los océanos durante el mes de marzo.



**Figura 2.94:** temperatura media de la superficie del mar en los océanos de la Tierra.

A causa de la presencia de la corriente de Humboldt la temperatura media anual del aire en la costa del Pacífico es 10°C menor que a igual latitud en la costa del Atlántico. El enfriamiento de la base de la troposfera produce una inversión térmica en un intervalo entre 700 y 1000 m de altitud (figura 2.95), dentro del que el anormal incremento térmico vertical bloquea la condensación y formación de nubes y cualquier posibilidad de que los Andes Centrales reciban precipitaciones de procedencia oceánica.

En el límite inferior de la inversión térmica la condensación genera una capa de estratocúmulos con el aspecto característico de un mar de nubes (figura 2.96), que cubre la costa del Pacífico del Sur de Perú y el Norte de Chile durante gran parte del año. Aunque por debajo de ese nivel la humedad relativa es suficientemente elevada para que ocurran precipitaciones esporádicas, se trata de lloviznas escasas y breves que reciben localmente la denominación de garúa y apenas tienen repercusión en los registros de los pluviómetros.

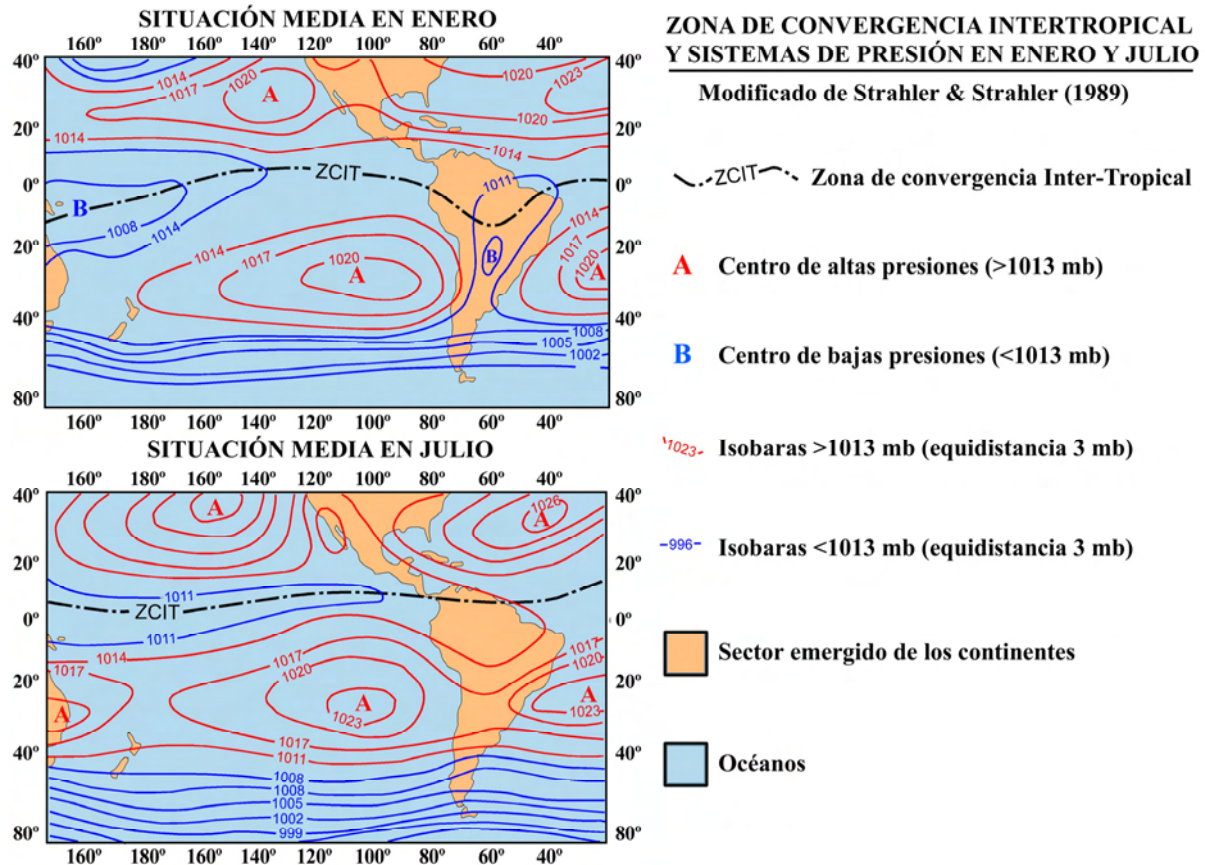


**Figura 2.95** (izquierda): distribución altitudinal de la temperatura de la troposfera inferior sobre el Pacífico suroriental (Johnson, 1976). **Figura 2.96** (derecha): mar de nubes sobre la ciudad de Lima.

## **Los regímenes anuales de la Zona de Convergencia Inter-Tropical y las invasiones de las depresiones del frente polar antártico**

En ausencia de cualquier posibilidad de que los Andes Centrales reciban advecciones de componente oceánica, toda la precipitación que recibe la región procede de la cuenca del Amazonas, con un régimen determinado por los ciclos anuales de la Zona de Convergencia Inter-Tropical y las invasiones de las depresiones del frente polar antártico.

Los mapas de la figura 2.97 (Strahler & Strahler, 1989) representan la distribución espacial media de la Zona de Convergencia Inter-Tropical y la presión atmosférica a nivel de la superficie terrestre en el Pacífico meridional y Suramérica durante los meses de enero y julio.



**Figura 2.97:** Zona de Convergencia Intertropical y centros de altas y bajas presiones en enero y julio.

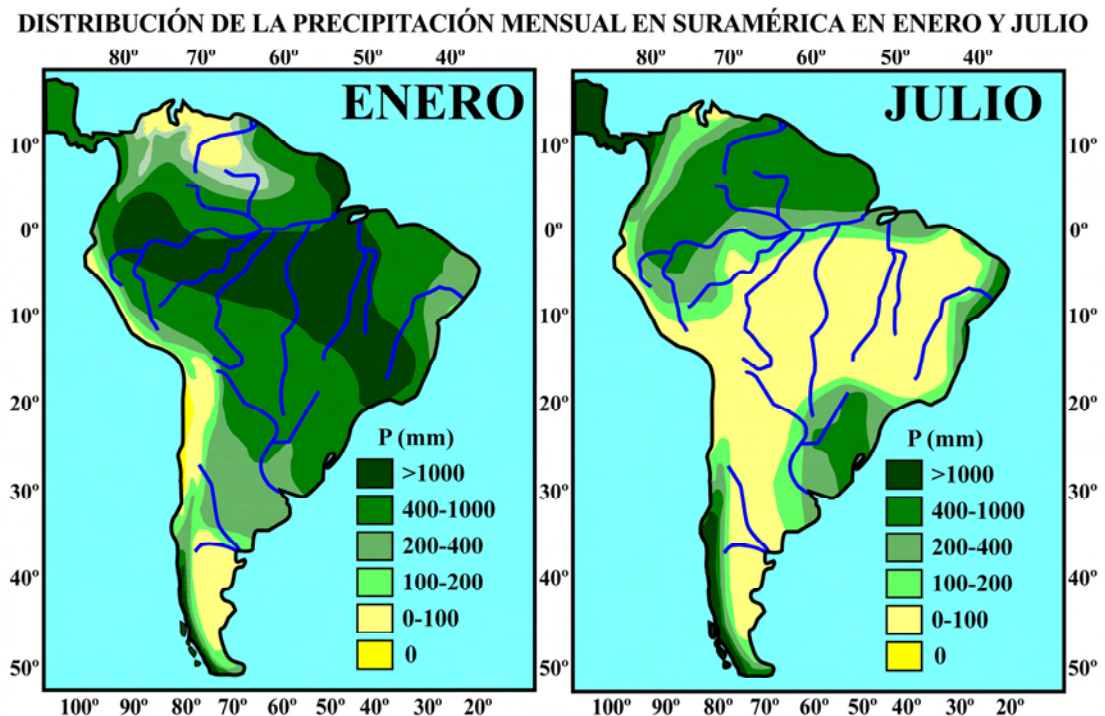
Durante el mes de enero, en pleno verano austral, la Zona de Convergencia Inter-Tropical experimenta una marcada elongación hacia el Sur, penetrando en la parte septentrional de Suramérica hasta el paralelo 10°S. Coincidiendo con esa migración, las depresiones del frente polar antártico abandonan su circulación zonal y avanzan sobre la vertiente atlántica del continente hasta sobrepasar la línea del Ecuador, siguiendo una trayectoria que se introduce entre los sistemas de altas presiones emplazados sobre los océanos. Durante ese periodo los Andes Centrales reciben la mayor parte de la precipitación anual, transportada por masas de aire tropical continentales procedentes de la cuenca del Amazonas.

En el mes de julio, durante el invierno austral, la Zona de Convergencia Inter-Tropical se desplaza hacia el Norte del Ecuador, las depresiones del frente polar recuperan su circulación zonal y en los Andes Centrales se desarrolla una estación marcadamente seca, durante la que las precipitaciones se reducen por debajo de los 10 mm incluso en la cordillera oriental, a pesar de su proximidad a la cuenca del Amazonas.

### **El área fuente de la precipitación y el sentido de su degradación orográfica**

Debido a la forma y localización actual del continente suramericano su parte más ancha se encuentra en plena Zona Tropical, entre el paralelo 10°N y el Trópico de Capricornio (23°27'S). Desde un punto de vista termométrico la principal consecuencia de ese hecho es que a pesar de sus grandes dimensiones no se produce un incremento de la amplitud térmica por efecto de la continentalidad, como sucede en Norteamérica entre 30°N y 65°N. Por otra parte por estar bajo la influencia de la Zona de Convergencia Inter-Tropical las precipitaciones en el interior del continente alcanzan varios miles de mm anuales. En esas condiciones en la cuenca del Amazonas se han desarrollado el mayor sistema hidrográfico y la pluvisilva más extensa de la Tierra.

Los mapas de la figura 2.98 se han modificado transformando las isoyetas de la versión original (Clapperton, 1993) en coropletas, representando la distribución de la precipitación media mensual de enero y julio en Suramérica.



**Figura 2.98:** distribución mensual de la precipitación en Suramérica en enero y julio.

El régimen anual de la precipitación es diferente al Norte y al Sur del río Amazonas. En la parte septentrional de la cuenca, permanentemente bajo la influencia de la Zona de Convergencia Inter-Tropical, las precipitaciones son elevadas todo el año. Sin embargo durante el invierno austral se define una estación seca en el sector meridional y las precipitaciones descienden por debajo de los 100 mm mensuales.

La cuenca del Amazonas es el área fuente principal de toda la humedad que reciben los Andes Centrales, mediante la advección de masas de aire tropical continentales que recorren varios cientos de kilómetros sobre las cordilleras y el altiplano. Durante el trayecto las masas de aire pueden experimentar diferentes grados de desnaturalización y reactivación convectiva, pero cuando llegan a la cordillera occidental son capaces de generar precipitaciones comprendidas entre los 800 mm que se recogen en los observatorios más septentrionales y los algo más de 300 mm registrados en la latitud del Nevado Coropuna (15°S), reduciéndose progresivamente hacia el Sur a medida que se aproxima el área fuente de la corriente de Humboldt.



### **El fenómeno ENSO (El Niño-Oscilación del Sur)**

La configuración media del clima de los Andes Centrales, resultado de la combinación de los factores a los que se acaba de hacer referencia, es alterada periódicamente por el fenómeno ENSO. El mapamundi de la temperatura de la superficie del mar (figura 2.94) demuestra que la temperatura de los océanos tropicales lejos de ser homogénea presenta notables diferencias espaciales. En el Pacífico, donde esas divergencias son más acusadas, los mares que bañan las costas de Nueva Guinea y el NE de Australia son notablemente más cálidos que el sector del océano que limita con las costas de Perú y Chile, donde la corriente de Humboldt tiene las consecuencias explicadas en un apartado anterior.

Esa es la situación habitual, pero con un periodo de recurrencia entre tres y ocho años y una duración aproximada de un año (Burroughs, 2003) se produce una inversión en la distribución de la temperatura de la superficie del mar en el Océano Pacífico. Las aguas de la parte occidental se enfrían y las que bañan las costas del Suramérica son reemplazadas por una corriente cálida procedente del otro lado del océano, afectando gravemente a la presencia de plancton y con ello a las cadenas tróficas y a la pesca. El caldeoamiento de la superficie del mar implica cambios en la distribución normal de los sistemas de presión del Pacífico con repercusiones en el clima de todas las regiones andinas.

A finales del siglo XIX los pescadores peruanos bautizaron a ese fenómeno con el nombre de El Niño, porque sucedía siempre coincidiendo con la Navidad. A comienzos del siglo XX se señalaron sus efectos por primera vez en el Pacífico Oriental, donde se observó que el centro de bajas presiones que normalmente se encuentra sobre Indonesia y Australia era reemplazado periódicamente por una célula de altas presiones y se desplazaba hacia el Pacífico oriental, acontecimiento que por ese motivo se denominó oscilación del Sur (Walker, 1928). Una vez se ha reconocido que ambas circunstancias forman parte del mismo proceso el fenómeno se conoce con el acrónimo hispano-inglés ENSO (El Niño-*Southern Oscillation*).

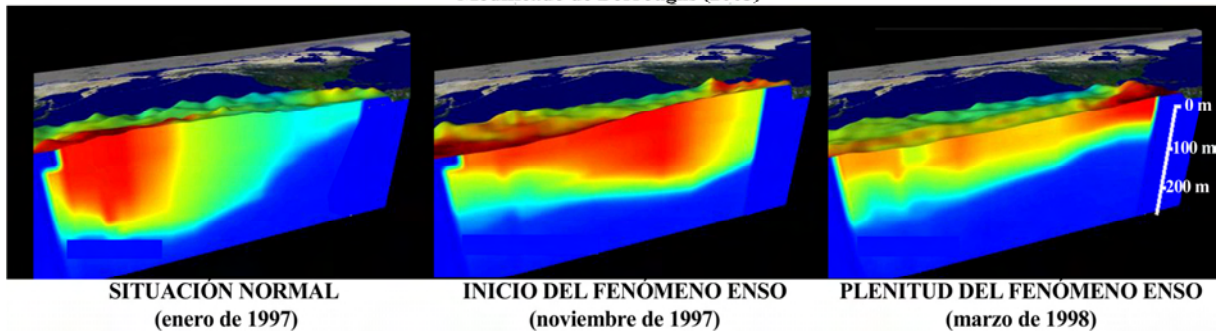
Aunque la investigación de esos eventos y sus consecuencias en el clima de los Andes ha experimentado grandes avances durante las últimas décadas, lo cierto es que todavía no existe un conocimiento pleno acerca de la cuestión. Para analizar los efectos de los episodios ENSO en la temperatura y la precipitación sería necesario contar con series de registros instrumentales suficientemente representativas, en el espacio y en el tiempo, y contar con un número bastante elevado de eventos bien estudiados. Sin embargo existen amplios territorios sin observatorios y las series disponibles tienen interrupciones de años o décadas, y con excepción de los ocurridos en los últimos veinte o treinta años el conocimiento de la naturaleza los eventos ENSO es todavía deficiente.

Trabajos recientes han señalado que la intensidad y permanencia de épocas excepcionalmente secas en la región de la sierra del Sur de Perú, con una duración de hasta 6 años y periodos de retorno de 60 años, podrían encontrarse en relación con los eventos ENSO (Paredes & Espinoza, 2005). Otros investigadores (Aceituno, 1988; Francou & Pizarro, 1985) concluyeron que esos episodios podrían estar relacionados con periodos de sequía que regularmente afectan a los Andes del Sur de Perú y el Oeste de Bolivia. Esas hipótesis son coherentes con las observaciones del balance de masa realizadas en algunos glaciares, donde la nieve acumulada se redujo considerablemente coincidiendo con episodios ENSO (Francou & Sémiond, 1997). También son compatibles con la interpretación de la acumulación registrada entre 1964 y 1983 en los testigos de hielo del glaciar Quelccaya (13°55'S, 70°50'O), en los que se detectó una reducción de un 30% en las precipitaciones coincidente con cinco eventos ENSO (Thompson et al., 1984).

A pesar de que queda mucho por conocer en relación con esa cuestión las evidencias disponibles sugieren que el fenómeno ENSO debe favorecer un incremento en la aridez que caracteriza al clima de la región de la cordillera occidental de los Andes Centrales donde se encuentra el Nevado Coropuna.

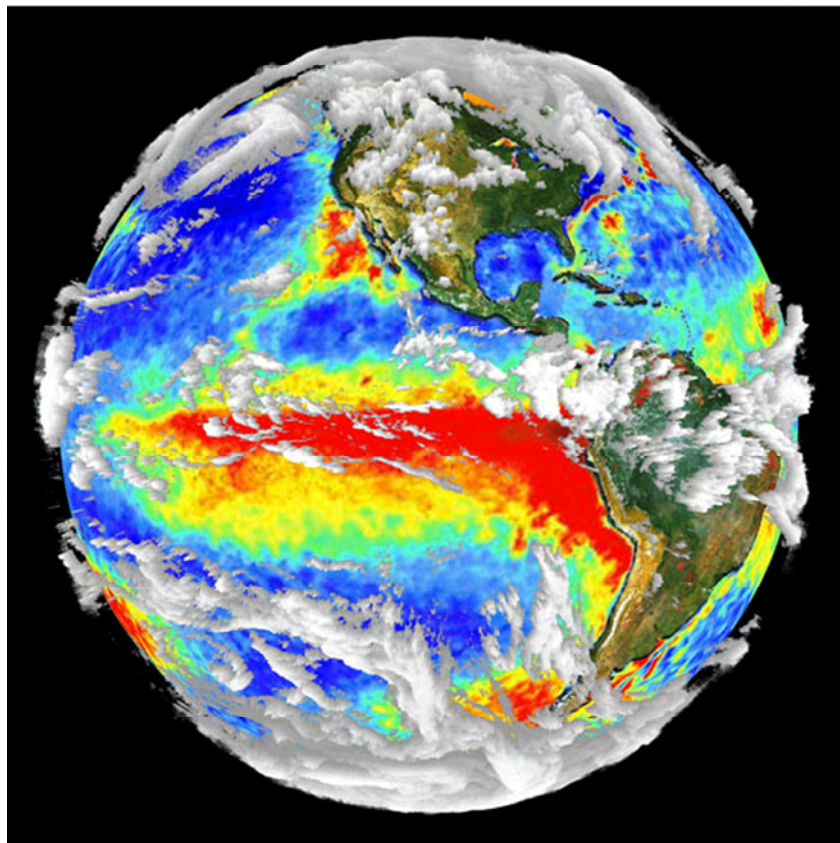
Las figuras 2.99 y 2.100 muestran dos modelos elaborados con datos de los efectos del fenómeno ENSO sucedido entre 1997 y 1998, representando el desplazamiento de la corriente cálida desde el sector occidental del Océano Pacífico hacia las costas de Suramérica, en un perfil entre 0 y 200 m de profundidad (Burroughs, 2003) y en una vista virtual desde el espacio ([http://outreach.eos.nasa.gov/EOSDIS\\_CD-03/start.htm](http://outreach.eos.nasa.gov/EOSDIS_CD-03/start.htm)).

**PERFIL TÉRMICO VERTICAL DE LA SUPERFICIE DEL OCÉANO PACÍFICO DURANTE EL EVENTO ENSO 1997-1998**  
Modificado de Burroughs (2003)



**Figura 2.99:** temperatura de la superficie del Océano Pacífico en enero de 1997, noviembre de 1997 y marzo de 1998, durante el evento ENSO ocurrido entre 1997 y 1998. La temperatura se representa con una gama de colores azules, verdes, amarillos y rojos.

**ANOMALÍAS TÉRMICAS EN LA SUPERFICIE DEL OCÉANO PACÍFICO DURANTE EL FENÓMENO ENSO 1997-1998 (fuente: outreach.eos.nasa.gov)**



**Figura 2.100:** anomalías de la temperatura de la superficie del mar durante el evento ENSO que tuvo lugar entre 1997 y 1998. Los valores medios se representan con colores azules y sus desviaciones con una gama de verdes, amarillos y rojos.

## **CARACTERÍSTICAS DEL CLIMA DE LOS ANDES CENTRALES**

En este apartado se van a examinar las principales características del clima de la región de los Andes Centrales, mediante la presentación de diagramas termopluviométricos y diagramas bioclimáticos elaborados con las series de registros que previamente se habían integrado en las bases de datos asociadas al sistema de información geográfica.

Aunque sería deseable disponer de series de datos más largas, una red más densa de estaciones y observaciones de mayor calidad, la interpretación de la información disponible permitió comprobar cuatro hechos que caracterizan el clima de los Andes Centrales:

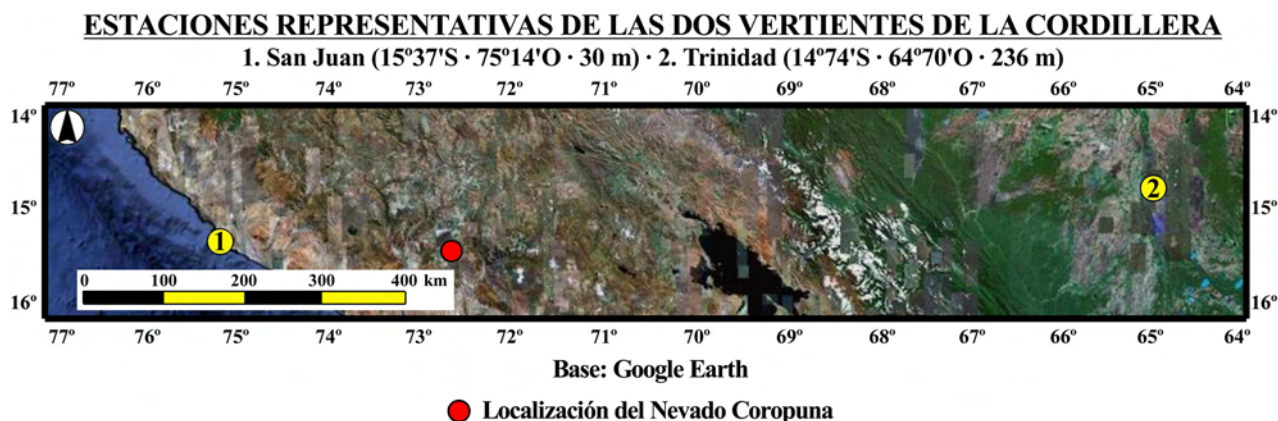
- 1) La existencia de un marcado contraste termopluviométrico a un lado y a otro de la cordillera.
- 2) La reducción de la temperatura desde la costa del Pacífico hacia los sectores más elevados del altiplano.
- 3) El descenso de las precipitaciones desde el altiplano hacia la costa.
- 4) La tendencia de la aridez a incrementarse hacia el Sur y hacia el Oeste de los Andes Centrales.

En los siguientes apartados se van a exponer los resultados del tratamiento y análisis de las series de datos disponibles en relación con esas cuestiones.

### **El contraste termopluviométrico entre ambas vertientes de la cordillera**

Para evaluar el contraste entre la costa árida y templada del Pacífico y los territorios húmedos y cálidos de la cuenca del Amazonas, se seleccionaron los observatorios de San Juan (Perú) y Trinidad (Bolivia), que se encuentran aproximadamente en la misma latitud pero están separados por la cordillera y 40° de longitud.

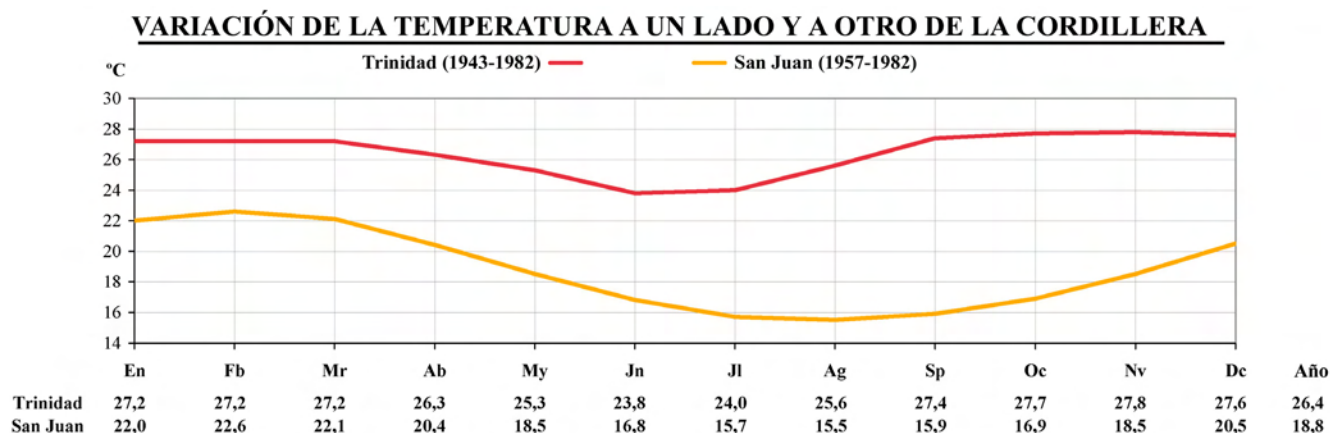
En el mapa de la figura 2.101 se indica la localización de ambas estaciones junto con la del complejo volcánico Nevado Coropuna.



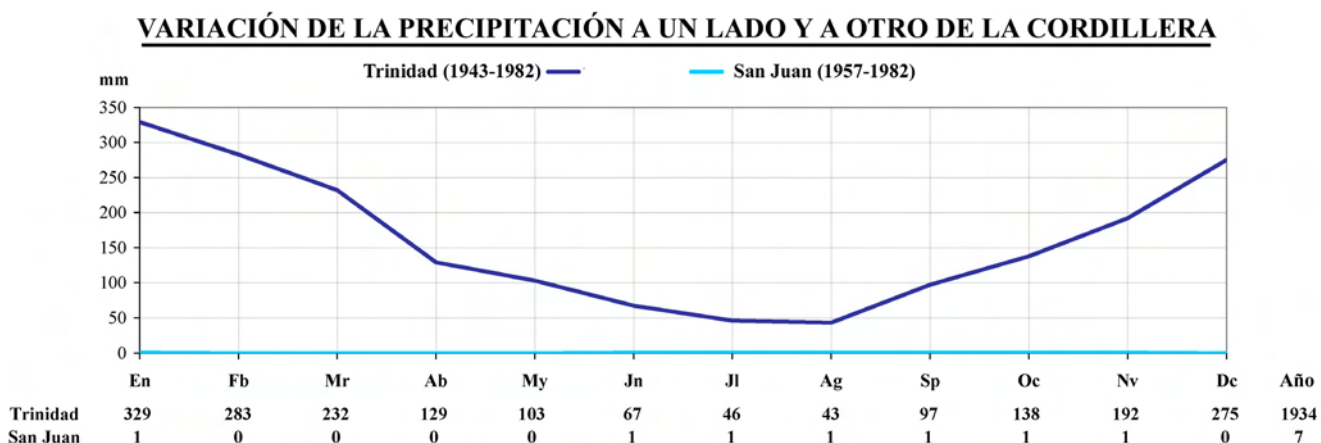
**Figura 2.101:** localización de las estaciones de San Juan (1) y Trinidad (2).



Los gráficos de las figuras 2.102 y 2.103 representan la evolución anual de los promedios mensuales de la temperatura y la precipitación registradas en las estaciones de San Juan y Trinidad durante los periodos disponibles (1943-1982 y 1957-1982).



**Figura 2.102:** temperatura media mensual y promedio anual en las estaciones de San Juan y Trinidad.  
Elaborado con datos del sitio: [http://www.r\\_hydronet.sr.unh.edu](http://www.r_hydronet.sr.unh.edu) (Vörösmarty et al., 1998).



**Figura 2.103:** precipitación total mensual media y promedio anual en las estaciones de San Juan y Trinidad.  
Elaborado con datos del sitio: [http://www.r\\_hydronet.sr.unh.edu](http://www.r_hydronet.sr.unh.edu) (Vörösmarty et al., 1998).

Reflejando el efecto de la persistente situación anticiclónica existente al Oeste de la cordillera los promedios anuales de las temperaturas presentan una diferencia de 7,6°C entre San Juan (18,8°C) y Trinidad (26,4°C), a pesar de encontrarse la segunda estación más elevada y a menor latitud que la primera.

Por la misma causa geográfica el contraste de la precipitación total media anual es todavía más acusado. Mientras en San Juan se reduce por debajo de los 10 mm en Trinidad se eleva hasta alcanzar casi los 2000 mm.

La marcada tendencia de los promedios de la precipitación total media mensual de Trinidad a concentrarse en el verano austral se debe a que ese observatorio se encuentra en la parte meridional de la cuenca del Amazonas, donde el régimen pluviométrico esta sujeto a una estacionalidad vinculada con la migración de la Zona de Convergencia Inter-Tropical hacia el Sur, y la invasión hacia el Norte de las depresiones del frente polar antártico, que se producen simultáneamente durante esa estación.

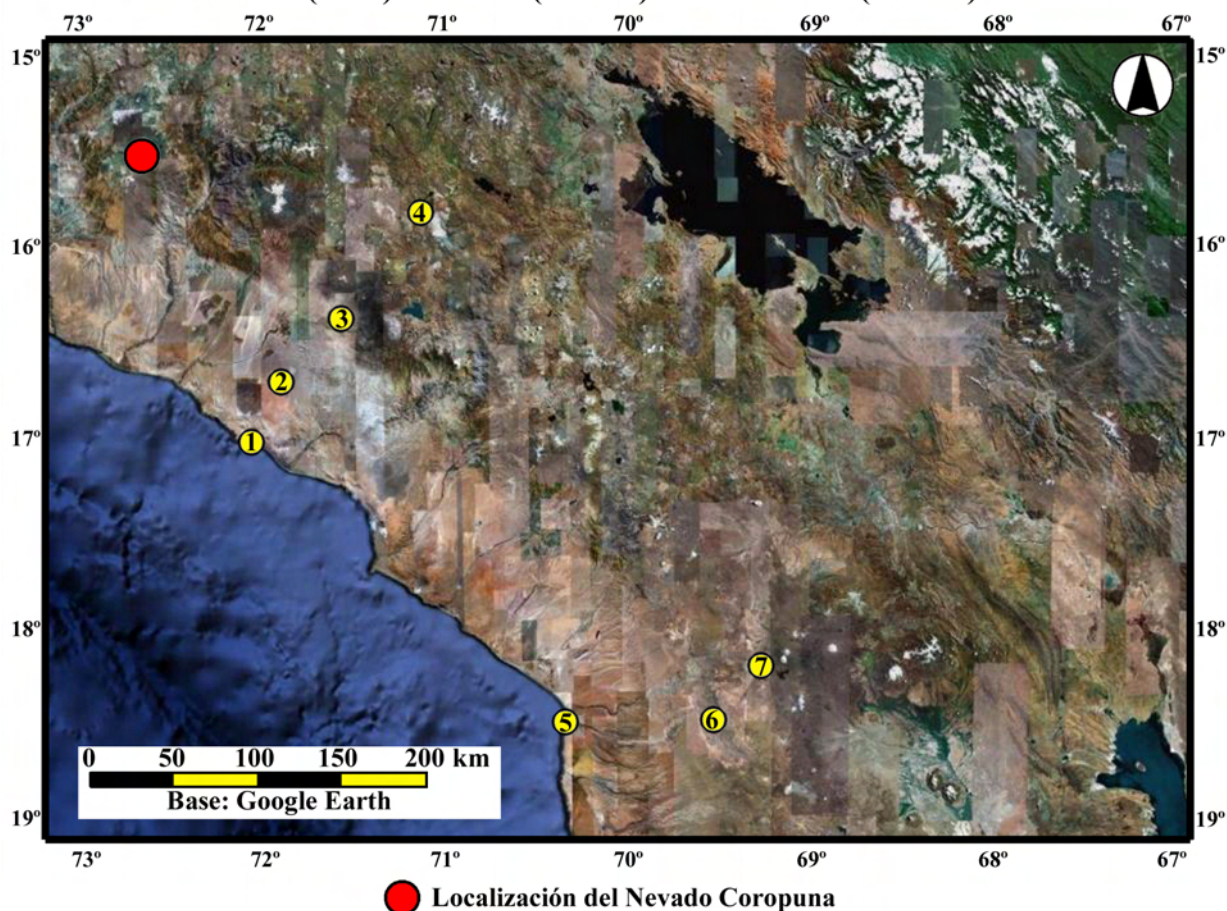
Para evaluar las variaciones de la temperatura y la precipitación en la vertiente del Pacífico se seleccionaron siete observatorios que se alinean a lo largo de un transecto septentrional (16°S-15°S) y un transecto meridional (18°S-19°S).

El transecto septentrional incluye las estaciones de Mollendo, La Joya, Arequipa e Imata (en el Sur de Perú) y el meridional las de Arica, Belén y Parinacota (en el Norte de Chile).

En el mapa de la figura 2.104 se indican la posición en la que se encuentra el complejo volcánico Nevado Coropuna y la localización de las estaciones.

#### LOCALIZACIÓN DE LOS OBSERVATORIOS DE LOS TRANSECTOS 16°S-17°S y 18°S-19°S

1. Mollendo (24 m) · 2. La Joya (1262 m) · 3. Arequipa (2325 m) · 4. Imata (4404 m)  
5. Arica (35 m) · 6. Belén (3000 m) · 7. Parinacota (4392 m)



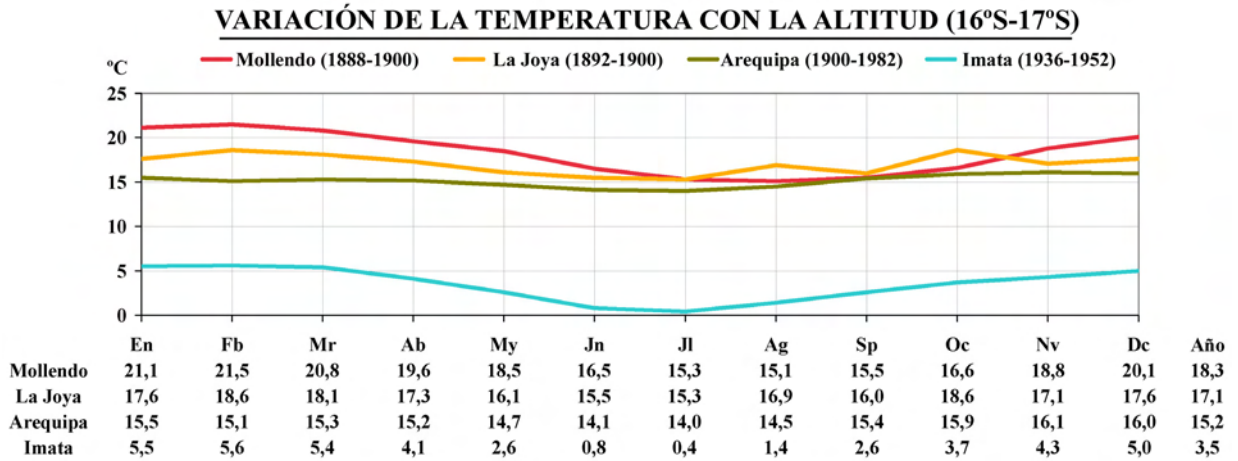
**Figura 2.104:** situación de las estaciones de los transectos.

El análisis de la evolución de la temperatura y la precipitación entre los observatorios de los transectos sirvió para confirmar y cuantificar dos tendencias que serán explicadas a continuación:

- La reducción de la temperatura desde la costa hacia las cumbres de la cordillera.
- El descenso de la precipitación desde el altiplano hacia la costa.

### **La reducción de la temperatura desde la costa hacia las cumbres de la cordillera**

El gráfico de la figura 2.105 representa la evolución anual de los promedios mensuales de las temperaturas registradas en las estaciones del transecto septentrional (16°S-17°S) durante los periodos disponibles (1888-1900, 1892-1900, 1900-1982 y 1936-1952).



**Figura 2.105:** temperatura media mensual y promedio anual en las estaciones del transecto septentrional. Elaborado con datos del sitio: [http://www.r\\_hydronet.sr.unh.edu](http://www.r_hydronet.sr.unh.edu) (Vörösmarty et al., 1998).

Como era de esperar las temperaturas se incrementan con la altitud y su evolución sobre la vertiente del Pacífico de la cordillera refleja la presencia de la inversión térmica entre 700 y 1000 m de altitud.

Los promedios anuales se reducen de los 18,3°C registrados en el nivel de la costa, en Mollendo (24 m), a los 16,9°C y 15,1°C medidos en altitudes sucesivamente más elevadas de la rampa, en La Joya (1262 m) y Arequipa (2345 m), descendiendo hasta sólo 3,5°C en el observatorio de Imata (4404 m), que se encuentra situado en el nivel del altiplano.

Relacionando los promedios anuales de la temperatura con los desniveles existentes entre las estaciones se calcularon los gradientes térmicos verticales, que expresan la velocidad con la que se produce el enfriamiento en desde la costa del Pacífico hasta el altiplano.

Comparado con el valor medio de la Tierra (-0,0065°C/m) el gradiente es muy moderado entre las estaciones de Mollendo y la Joya, separadas por un desnivel de 1238 m. En ese tramo los promedios anuales de la temperatura se enfrían a razón den sólo -0,0011°C/m, con una ralentización que refleja la inversión térmica existente entre 700 y 1000 m de altitud.

Sin embargo por encima de ese intervalo el enfriamiento se acelera progresivamente. Entre La Joya y Arequipa, separadas por 1083 m de altitud, el gradiente térmico vertical aumenta ligeramente hasta -0,0017°C/100 m, y entre Arequipa e Imata, con una diferencia de cota de 2059 m, se incrementa hasta alcanzar un valor de -0,0056°C/m.

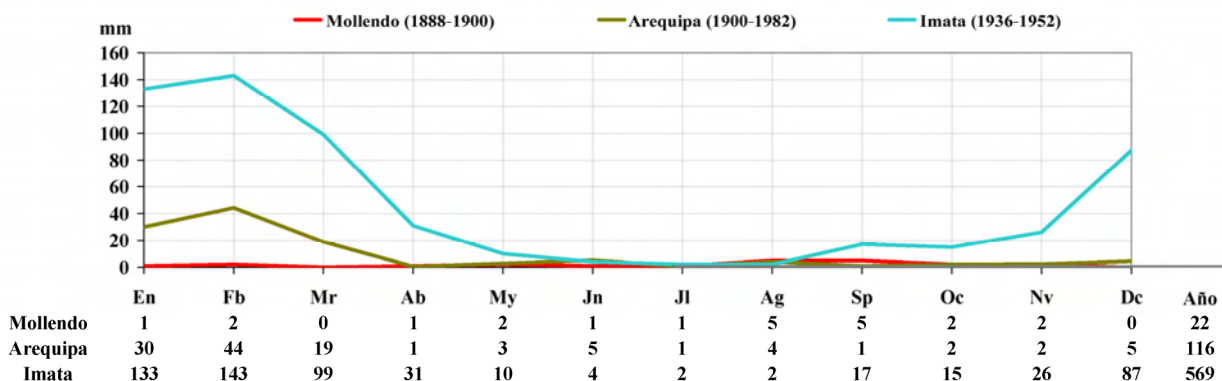
Como se comprobará en el capítulo 4 los gradientes térmicos verticales conservan la misma tendencia a acelerarse en altitudes todavía más elevadas, de manera que en la vertiente septentrional del complejo volcánico Nevado Coropuna, por encima del nivel del altiplano, superan el promedio del planeta en 0,0002°C/m.



### El descenso de la precipitación desde el altiplano hacia la costa

Los gráficos de las figuras 2.105 y 2.106 representan la variación de la precipitación en los transectos septentrional (Mollendo, Arequipa e Imata) y meridional (Arica, Belén y Parinacota) durante los periodos disponibles (1888-1900, 1900-1982, 1936-1952, 1911-1982, 1975-1994 y 1952-1975).

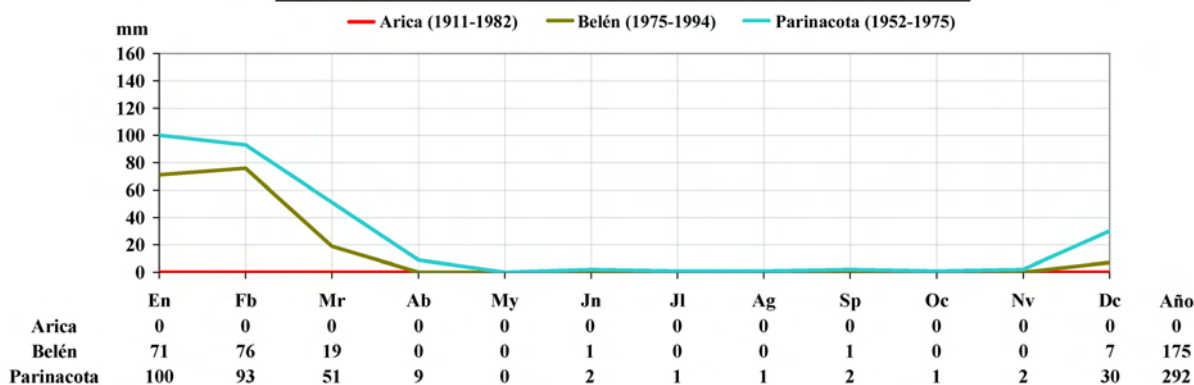
#### VARIACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN CON LA ALTITUD (16°S-17°S)



**Figura 2.106:** precipitación total mensual media y promedio anual en las estaciones del transecto septentrional.

Elaborado con datos del sitio: [http://www.r\\_hydronet.sr.unh.edu](http://www.r_hydronet.sr.unh.edu) (Vörösmarty et al., 1998).

#### VARIACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN CON LA ALTITUD (18°S-19°S)



**Figura 2.107:** precipitación total mensual media y promedio anual en las estaciones del transecto meridional.

Elaborado con datos del sitio: [http://www.r\\_hydronet.sr.unh.edu](http://www.r_hydronet.sr.unh.edu) (Vörösmarty et al., 1998).

En ambos transectos la precipitación se reduce con la altitud. En el septentrional pasa de 569 mm en Imata a 116 mm en Arequipa y 22 mm en Mollendo, y en el meridional de 292 mm en Parinacota a 175 mm en Belén y 0 mm en Arica. Por encima del límite superior de la inversión térmica (~1000 mm) la precipitación recibida se debe a las advecciones de masas de aire de componente amazónica que alcanzan esporádicamente a rebasar el borde del altiplano penetrando algunos kilómetros en los dominios del anticiclón del Pacífico. Por debajo del límite inferior de la inversión térmica (~700 m) las escasas precipitaciones registradas se deben exclusivamente a la garúa.

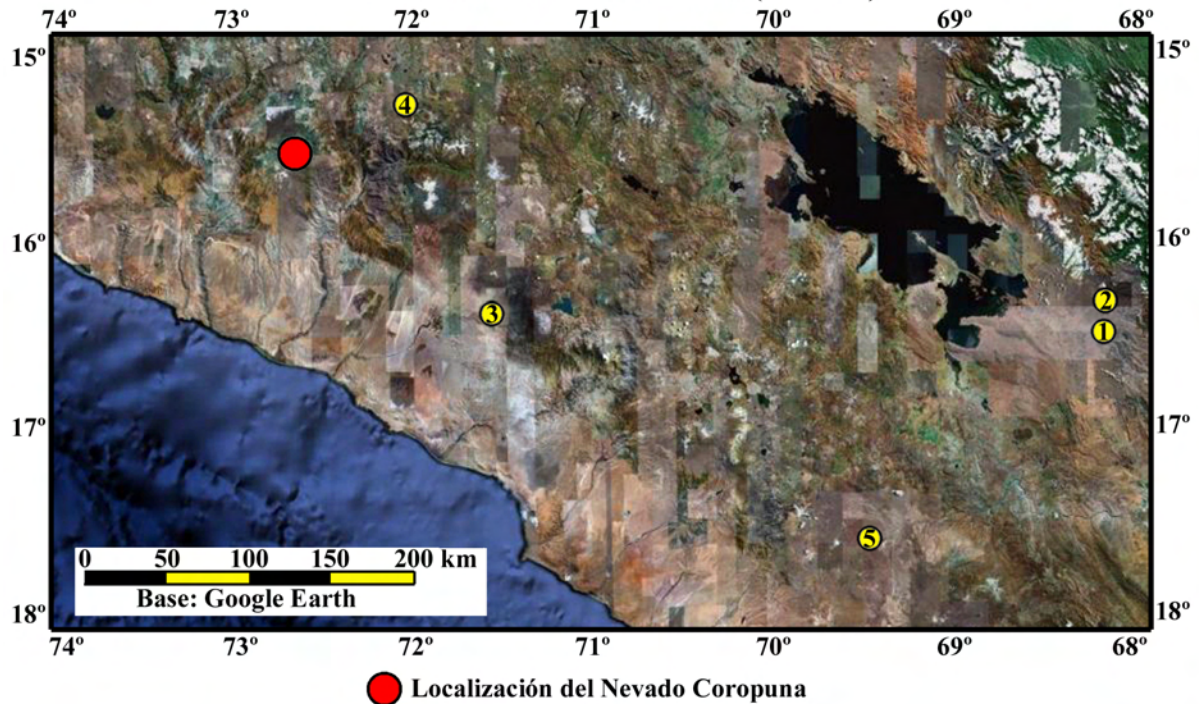
Los registros de los dos transectos también demuestran la tendencia de la aridez a incrementarse hacia el Sur, a medida que disminuye la distancia con respecto al área fuente de la corriente de Humboldt y se refuerza la situación anticiclónica permanente. En el altiplano la precipitación total anual pasa de 569 mm en Imata a 292 mm en Parinacota, reduciéndose un 51% en 3° de latitud. En la costa los 22 mm recogidos en Mollendo se transforman en Arica en la máxima expresión posible de la aridez, porque en 71 años de registros (1911-1982) la precipitación mensual jamás alcanzó 1 mm en los registros de los pluviómetros. A continuación se analizarán con mayor detalle las tendencias regionales de la aridez.

### **La tendencia de la aridez a incrementarse hacia el Sur y hacia el Oeste de los Andes Centrales**

Para evaluar las tendencias regionales de la aridez se seleccionaron los cinco observatorios cuya localización se indica en la figura 2.108, junto con la del complejo volcánico Nevado Coropuna.

#### **ESTACIONES SELECCIONADAS PARA ELABORAR DIAGRAMAS BIOCLIMÁTICOS**

1. La Paz-El Alto: 16°52'S · 68°18'O · 4050 m (1979-1996) · 2. Chacaltaya: 16°32'S · 68°16'O · 5240 m (1953-1996)  
3. Arequipa: 16°23'S · 71°31'O · 2345 m · (1961-1990) · 4. Angostura: 15°17'S · 71°63'O · 4150 m (1979-1996)  
5. Charana: 17°58'S · 69°49'O · 4059 m (1951-1998)



**Figura 2.108:** situación de las estaciones seleccionadas para evaluar las tendencias regionales de la aridez.

Los datos de temperatura y precipitación procedentes de las estaciones seleccionadas, disponibles en los sitios [http://www.r\\_hydronet.sr.unh.edu](http://www.r_hydronet.sr.unh.edu) (Vörösmarty et al., 1998) y [www.cazalac.org](http://www.cazalac.org), permitieron elaborar diagramas bioclimáticos siguiendo los procedimientos descritos por Rivas Martínez (1987).

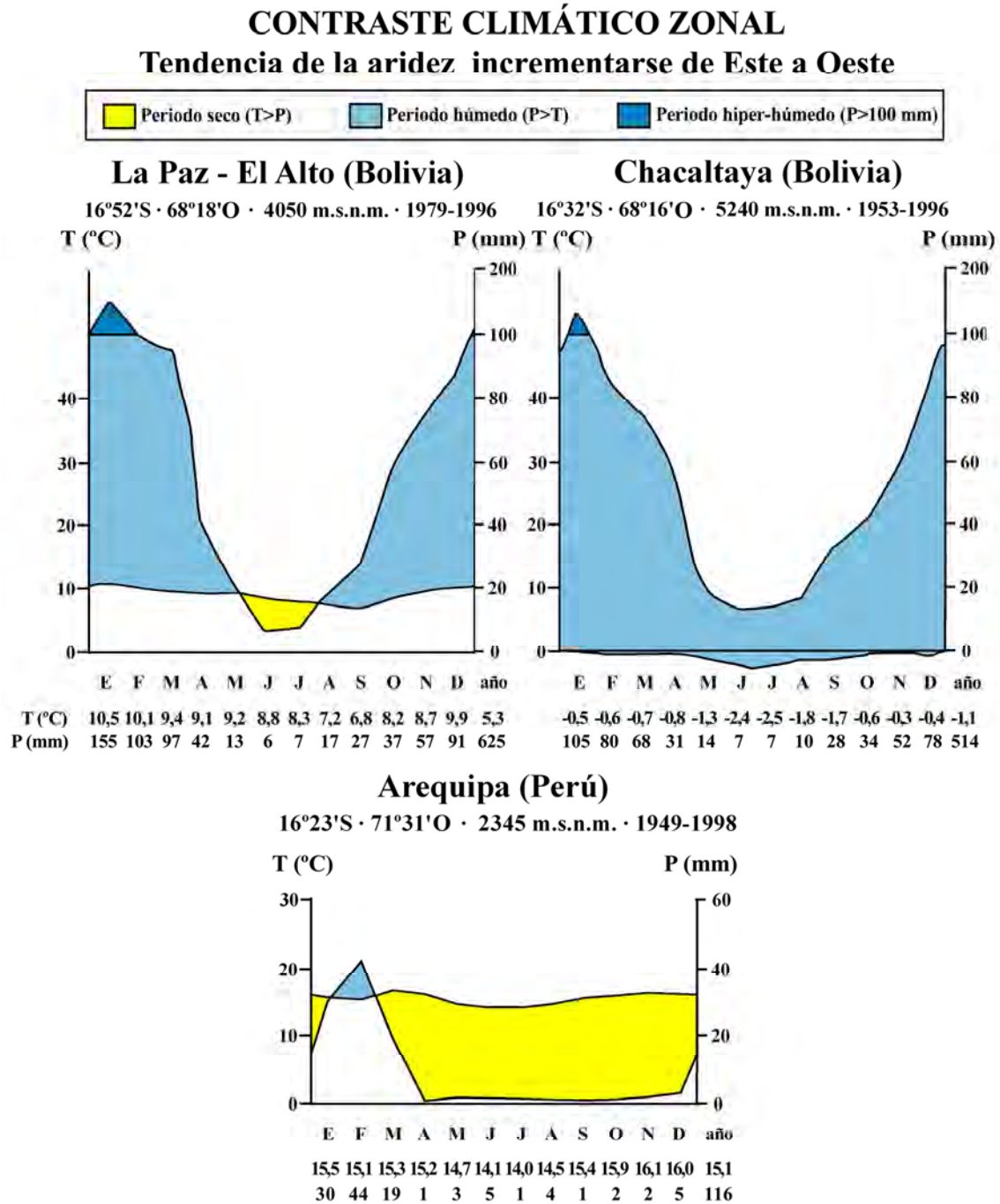
Mediante la construcción de los diagramas bioclimáticos se representó la tendencia de la aridez a incrementarse en el mismo sentido en el que se aproxima el área fuente de la corriente de Humboldt

- En sentido zonal (de Este a Oeste).
- En sentido meridiano (de Norte a Sur).

La tendencia de la aridez a incrementarse se manifiesta de dos maneras:

- En la disminución de la cuantía total de las precipitaciones.
- En la ampliación de la duración de la estación seca.

En la figura 2.109 se representan los diagramas bioclimáticos que reflejan la tendencia de la aridez a incrementarse en sentido zonal, de Este a Oeste de la cordillera, correspondientes a las estaciones de La Paz-El Alto y Chacaltaya (Bolivia) y Arequipa (Perú).



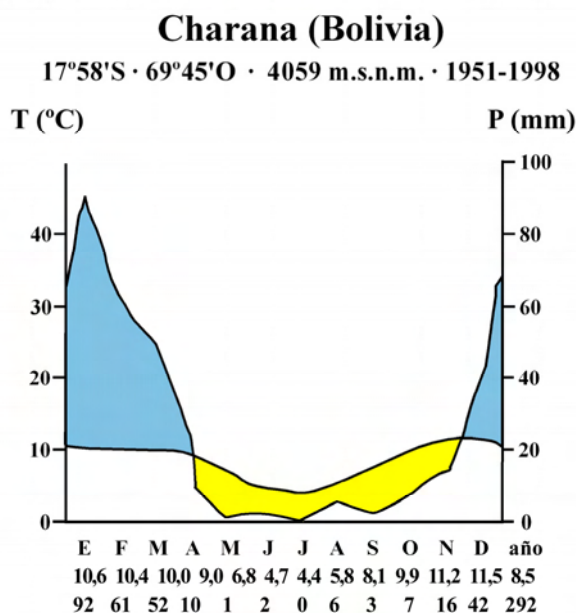
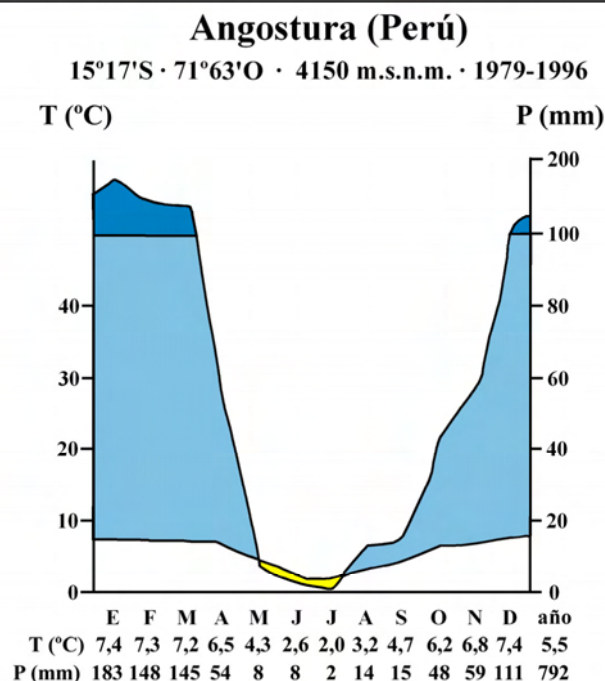
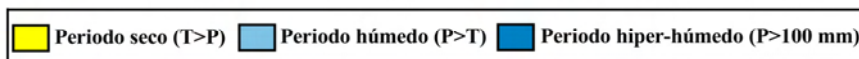
**Figura 2.109:** diagramas bioclimáticos de La Paz-El Alto, Chacaltaya y Arequipa.

El incremento de la aridez en sentido zonal se pone de manifiesto de dos maneras. Por una parte en la reducción de la precipitación total anual, que pasa de 625 y 514 mm en La Paz-El Alto y Chacaltaya, en la cordillera oriental, a 116 mm en Arequipa, en la cordillera occidental, y por otra, en la duración de la estación seca, que se amplía de dos meses en La Paz-El Alto (junio y julio) a diez meses en Arequipa (de marzo a diciembre). En Chacaltaya no llega a definirse una estación seca porque el régimen termométrico tiene todos los promedios mensuales por debajo del umbral de congelación (con un promedio anual de -1,1°C), siendo suficientemente reducido para compensar la disminución de la precipitación, a pesar de ser 111 mm menor que en La Paz-El Alto.



La figura 2.110 muestra los diagramas bioclimáticos elaborados con datos de las estaciones de Angostura (Perú) y Charana (Bolivia), que representan la tendencia de la aridez a incrementarse en sentido meridiano, de Norte a Sur de la región de los Andes Centrales.

### CONTRASTE CLIMÁTICO MERIDIANO Tendencia de la aridez incrementarse de Norte a Sur



**Figura 2.110:** diagramas bioclimáticos de Angostura y Charana.

En este caso el incremento de la aridez también se refleja de dos formas. La precipitación se reduce en un 63% en 2° de latitud, pasando de 792 mm en Angostura a 292 mm en Charana, y el periodo seco invernal se amplía de tres meses en la primera estación (de mayo a junio), a ocho meses en la segunda (entre mayo y octubre).

#### 2.4.1.d) Definición cualitativa de dominios y pisos bioclimáticos

En este apartado se van a presentar los dominios y pisos bioclimáticos que se definieron en la región de la cordillera occidental de los Andes Centrales donde se encuentra el Nevado Coropuna para explicar la distribución de las condiciones ambientales en el territorio.

##### **Dominios bioclimáticos**

En primera instancia se definieron dos grandes dominios bioclimáticos, en función del alcance de la influencia que ejercen las masas de aire tropical continentales húmedas de componente amazónica:

- **Dominio bioclimático amazónico andino:** se extiende por el altiplano y las vertientes de los estratovolcanes de forma paralela a la costa del Pacífico, abarcando los territorios que reciben con carácter estacional precipitaciones transportadas por masas de aire procedentes de la cuenca del Amazonas.

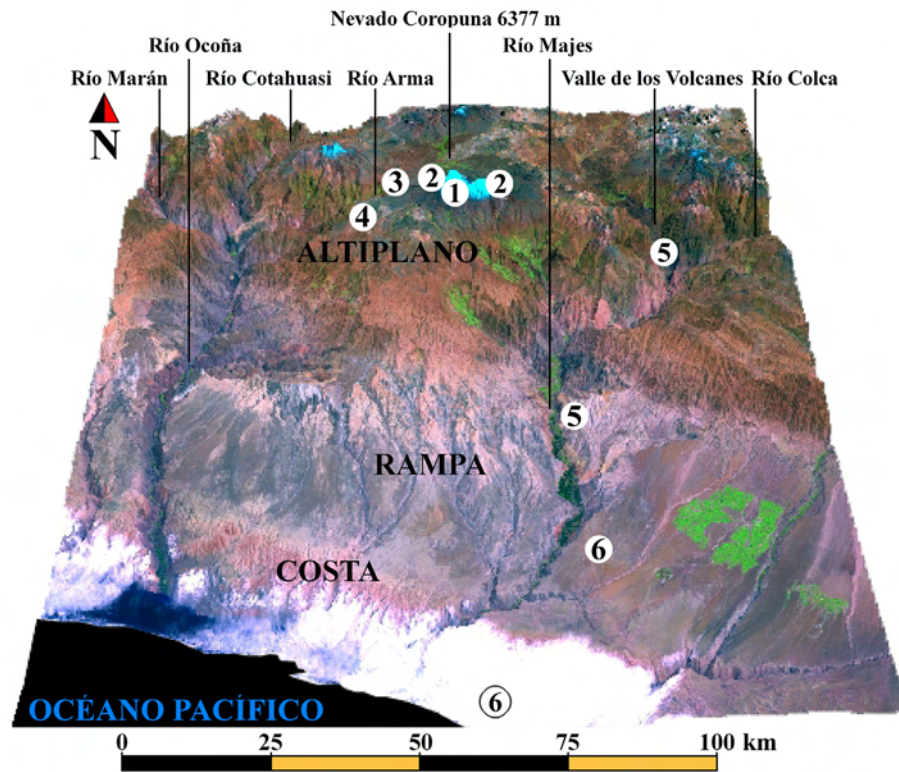
- **Dominio bioclimático árido de la rampa y la costa:** se trata de la estrecha franja de unos 100 km de ancho que queda comprendida entre el Océano Pacífico y el altiplano, donde la influencia de las masas de aire de componente amazónica se produce exclusivamente por encima del límite superior de la inversión térmica y de forma muy esporádica.

El ámbito espacial de los dominios varía desde el Norte hacia el Sur de la región de los Andes Centrales. A medida que se reduce la distancia con respecto al área fuente de la corriente de Humboldt, el enfriamiento de la superficie del mar produce un reforzamiento térmico del anticiclón del Pacífico por su base y la aridez se intensifica progresivamente. Como consecuencia de esa tendencia, hacia la posición del estratovolcán Tata Sabaya (19°S), en el límite septentrional del Salar Coipasa (figura 2.38), el dominio bioclimático árido de la costa y la rampa invade también el altiplano y desaparece cualquier atisbo de la influencia húmeda procedente de la cuenca del Amazonas.

##### **Pisos bioclimáticos**

Sin embargo, a causa del desnivel que caracteriza a la región del Nevado Coropuna, los instrumentos que mejor explican la distribución territorial de las condiciones ambientales son los pisos bioclimáticos. Empleando como bioindicadores la ausencia de la vegetación por frío o aridez extrema o su presencia en determinadas facies criófilas o xerófilas se definieron seis pisos bioclimáticos. Los cuatro pisos superiores (glaciar y periglaciar sin vegetación por déficit térmico, supraforestal y templado forestal) están comprendidos dentro del dominio amazónico andino y sus diferencias obedecen a causas térmicas. Los dos pisos inferiores (semiárido e hiperárido) pertenecen al dominio árido de la costa y la rampa, y se distinguen entre sí por la magnitud del déficit hídrico que los caracteriza.

La figura 2.111 es una vista tridimensional de la fachada occidental de los Andes Centrales, desde la costa del Pacífico hasta el altiplano del Nevado Coropuna, en la que se ha señalado la localización de las fotografías representativas de cada piso bioclimático que se expondrán en las páginas siguientes. En la tabla de la figura 2.112 se han resumido las principales características de los pisos bioclimáticos, su denominación, valoraciones cualitativas de sus características térmicas y pluviométricas, su vegetación potencial y su área de distribución.



1. Piso glaciario sin vegetación · 2. Piso periglaciario sin vegetación · 3. Piso nival supraforestal  
4. Piso templado forestal · 5. Piso semiárido con vegetación · 6. Piso hiperárido sin vegetación

**Figura 2.111:** localización de las fotografías que se expondrán en las páginas siguientes como ejemplo de los pisos bioclimáticos.

**PISOS BIOCLIMÁTICOS DE LA VERTIENTE DEL PACÍFICO DE LOS ANDES CENTRALES (15°S-19°S)**

PISO	TEMPERATURA	PRECIPITACIÓN	VEGETACIÓN POTENCIAL	DISTRIBUCIÓN
<b>GLACIARIO SIN VEGETACIÓN</b>	Amplitud térmica diaria alta. Temperatura media por debajo del umbral de congelación.	Precipitación moderada y concentrada en el verano austral (de diciembre a marzo) exclusivamente en forma de nieve	Vegetación y líquenes ausentes por frío	Áreas de cumbres ocupadas por el hielo
<b>PERIGLACIARIO SIN VEGETACIÓN</b>	Amplitud térmica diaria muy alta. Temperatura media de las mínimas por debajo del umbral de congelación.	Precipitación moderada y concentrada en el verano austral (de diciembre a marzo) exclusivamente en forma de nieve	Líquenes adaptados al frío	Sectores sin vegetación por encima del piso supraforestal y por debajo de las áreas ocupadas por el hielo
<b>SUPRAFORESTAL</b>	Amplitud térmica diaria muy alta. Temperatura media de las mínimas por debajo del umbral de congelación, por el que la temperatura pasa diariamente.	Precipitación moderada y concentrada en el verano austral (de diciembre a marzo) exclusivamente en forma de nieve	Vegetación escasa y muy adaptada al frío y a la nieve. Apiáceas y gramíneas de los géneros <i>Azorella sp.</i> y <i>Stipa sp.</i>	Sectores con vegetación por encima del intervalo de exigencia ecológica del bosque
<b>TEMPLADO FORESTAL</b>	Temperatura >14°C. Amplitud térmica diaria moderada	Precipitación moderada y concentrada en el verano austral (de diciembre a marzo)	Piso forestal de montaña ( <i>Polylepis sp.</i> )	Sectores menos elevados de las vertientes de los edificios volcánicos, del altiplano y del sector superior de la rampa
<b>SEMIÁRIDO CON VEGETACIÓN</b>	Temperatura ~14-16°C. Amplitud térmica diaria reducida	Muy escasa y concentrada en el verano austral (de diciembre a marzo). Déficit hídrico acusado	Especies xerófitas, muy adaptadas al déficit hídrico prolongado (criptófitos y cactáceas)	Parte superior de la rampa, por encima del nivel medio de la inversión térmica
<b>HIPERÁRIDO SIN VEGETACIÓN</b>	Temperatura ~17-18°C. Amplitud térmica diaria muy reducida	Precipitaciones ausentes. Déficit hídrico permanente	Vegetación ausente por déficit hídrico permanente	Parte inferior de la rampa y desiertos costeros, por debajo del nivel medio de la inversión térmica

**Figura 2.112:** tabla-resumen de las características de los pisos bioclimáticos.



## PANORÁMICA DE LOS PISOS BIOCLIMÁTICOS

Como ejemplo de los bioindicadores y paisajes característicos de cada piso bioclimático, en este apartado se va a presentar una serie de fotografías realizadas durante el trabajo de campo.

### **PISO BIOCLIMÁTICO GLACIAR SIN VEGETACIÓN**

El piso bioclimático glaciar sin vegetación se corresponde con las áreas de cumbres de los edificios volcánicos ocupadas por el hielo. Se caracteriza porque la temperatura media diaria se encuentra próxima o por debajo del umbral de congelación y la amplitud térmica diaria es muy elevada; las precipitaciones son moderadas, exclusivamente en forma de nieve y se concentran en el verano austral (de diciembre a marzo); y la vegetación y los líquenes están ausentes por el frío, además de por no poder desarrollarse sobre, dentro o por debajo del hielo.



**Figura 2.113:** vista del área de cumbres del edificio SO del complejo volcánico Nevado Coropuna (6330 m) desde la cabecera del glaciar Tuailqui (5750 m). Fotografía realizada por Alejo Cochachín (Instituto de Glaciología y Recursos Hídricos de Huaraz).



**Figura 2.114:** panorámica de los glaciares de la quebrada Tuailqui desde la posición en la que se realizó la fotografía de la figura 2.113. La flecha señala la silueta de una persona, a modo de escala.

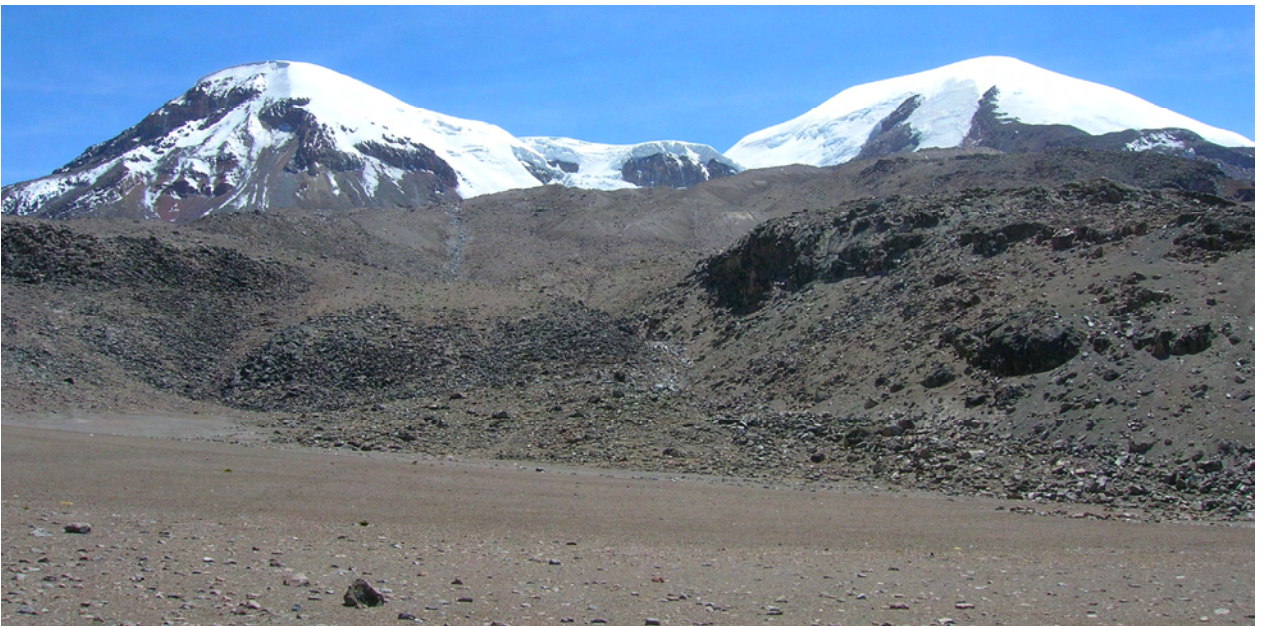


## **PISO BIOCLIMÁTICO PERIGLACIAR SIN VEGETACIÓN**

Incluye los sectores sin vegetación que se encuentran por encima del piso supraforestal y por debajo de las áreas cubiertas por las masas de hielo. Se caracteriza porque la temperatura media de las mínimas diarias se encuentra próxima o por debajo del umbral de congelación y la amplitud térmica diaria es muy elevada; las precipitaciones son moderadas, exclusivamente en forma de nieve y se concentran en el verano austral (de diciembre a marzo); y en las altitudes más reducidas empieza a detectarse la presencia de líquenes criófilos.



**Figura 2.115:** frente de un glaciar de la quebrada Queñua Ranra (NE del Nevado Coropuna), a 5700 m de altitud.



**Figura 2.116:** vista de la cabecera de la quebrada Pallarcocha, en la vertiente Oeste del Nevado Coropuna, desde una altitud de 5000 m. Al fondo aparecen los dos edificios occidentales del complejo volcánico, con cotas culminantes a 6377 y 6350 m sobre el nivel del mar.



## PISO BIOCLIMÁTICO SUPRAFORESTAL

El piso bioclimático supraforestal comprende los espacios con vegetación que se encuentran por encima del intervalo de exigencia ecológica del bosque. En ese intervalo de altitud la temperatura media se eleva diariamente varios grados por encima del umbral de congelación y la amplitud térmica es bastante elevada. Las precipitaciones son moderadas, en forma de nieve y se concentran en el verano austral (de diciembre a marzo). La vegetación potencial, escasa y muy adaptada al frío, incluye especies criófilas y quiomófilas de los géneros *Azorella* sp. y *Stipa* sp., yaretas e ichus que se consideraron bioindicadores de este piso bioclimático (figuras 2.117 y 2.118).



**Figura 2.117:** en primer plano, comunidad de apiáceas y gramíneas de los géneros *Azorella* y *Stipa*, taxones bioindicadores del piso bioclimático supraforestal. Al fondo, los glaciares de la cabecera de la quebrada Pallarcocha que aparecen en la figura 2.116. Fotografía realizada a 4500 m de altitud.

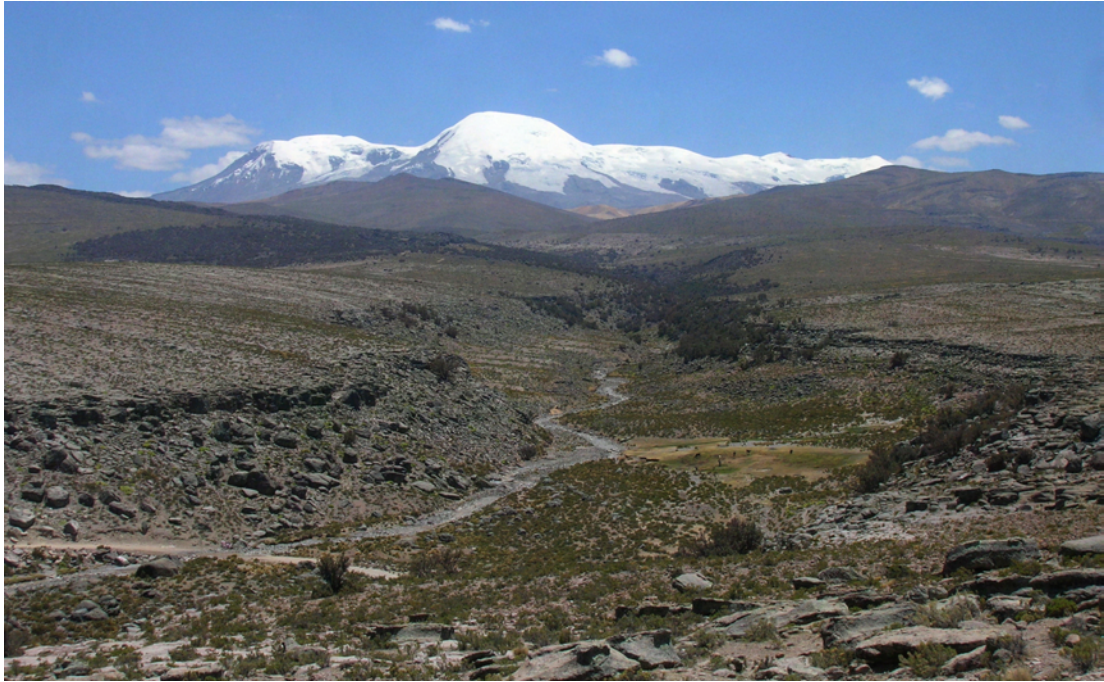


**Figura 2.118:** detalle de hojas y flores de *Azorella compacta* (yareta).



## PISO BIOCLIMÁTICO TEMPLADO FORESTAL

El piso bioclimático templado forestal se localiza en los sectores menos elevados del altiplano, donde se encuentra el área de distribución potencial de los bosques de queñuales (*Polylepis sp*), cuya presencia esta muy restringida por el uso tradicional del territorio para el pastoreo de camélidos (llamas y alpacas) y la utilización de la madera como combustible. Dentro del intervalo de exigencia ecológica del bosque las temperaturas son relativamente templadas, las amplitudes térmicas más reducidas y la precipitación moderada y concentrada en el verano austral (de diciembre a marzo), predominantemente en forma de nieve.



**Figura 2.119:** manchas de queñuales en el altiplano occidental del Nevado Coropuna, a 3850 m de altitud.



**Figura 2.120:** ejemplar bien desarrollado de *Polylepis sp* (queñua).



## PISO BIOCLIMÁTICO SEMIÁRIDO

El área de distribución del piso bioclimático semirálido esta restringida en el presente a la parte superior de la rampa, por encima del nivel medio de la inversión térmica. Las temperaturas son muy templadas (14-15°C) y la amplitud térmica diaria es bastante reducida. La precipitación es muy escasa y se concentra en el verano austral (de diciembre a marzo). La vegetación xerófila, adaptada a un déficit hídrico muy acusado, está constituida por geófitos y cactáceas que se refugian en el fondo de los cauces de las torrenteras, cuya circulación es tan esporádica que pueden pasar varios años sin que se produzca.



**Figura 2.121:** sistema de abanicos cortados por cauces parafluviales colonizados por geófitos y cactáceas, junto a la carretera de Aplao a Viraco, a 2250 m de altitud.



**Figura 2.122:** cactáceas sobre las coladas de lava que rellenan el fondo del valle de los volcanes, junto a su confluencia con el cañón del Colca, a 1700 m de altitud.



## **PISO BIOCLIMÁTICO HIPERÁRIDO**

El piso bioclimático templado forestal se extiende por debajo del nivel medio de la inversión térmica, en la parte inferior de la rampa y los desiertos costeros. Las temperaturas son templadas ( $18^{\circ}\text{C}$ ), más bajas de lo que correspondería por latitud como consecuencia de la presencia de la corriente de Humboldt y la situación anticiclónica permanente. La amplitud térmica diaria es muy reducida y no se producen precipitaciones. A causa del déficit hídrico permanente la vegetación es sencillamente inexistente.



**Figura 2.123:** grupo de barjanes en Pamapa Majes, junto a la carretera panamericana, a 1100 m de altitud.



**Figura 2.124:** paisaje desértico y absolutamente árido de la costa del Pacífico, junto a la carretera de Quilca, bajo el típico mar de nubes que delimita el nivel altitudinal de la inversión térmica.



### 2.4.1.e) Definición cualitativa de pisos morfoclimáticos

#### INTRODUCCIÓN

En este apartado se van a presentar los pisos morfoclimáticos que se definieron en la región del Nevado Coropuna mediante la identificación de geoindicadores, con el fin de explicar la distribución territorial de los agentes y procesos que protagonizan el modelado del relieve. Como fue aclarado con anterioridad, en el presente trabajo de investigación se consideraron geoindicadores las unidades geomorfológicas que aparecen exclusivamente en un piso morfoclimático como resultado de la actuación de una asociación específica de agentes y procesos morfogenéticos, que tiene lugar exclusivamente en ese intervalo de altitud como consecuencia de sus condiciones ambientales características. Esas asociaciones de agentes y procesos son los sistemas morfoclimáticos, que a causa de los elevados desniveles de la región, en los Andes Centrales y en la rampa que desciende desde la cordillera hacia el océano Pacífico se distribuyen por las vertientes constituyendo pisos morfoclimáticos.

La presencia de los geoindicadores permite deducir que agentes y procesos generan o generaron esas unidades geomorfológicas (dependiendo de si se trata de formas activas o heredadas), y por lo tanto también con qué condiciones ambientales o paleoambientales se relaciona su modelado. En la región del Nevado Coropuna se definieron cinco pisos morfoclimáticos: glaciar, periglaciario, templado forestal, semiárido e hiperárido. Las mismas divisiones territoriales se han realizado en otras partes del planeta, en forma de pisos o dominios, (Gutiérrez Elorza, 2001; Muñoz, 1995), faltando en los Andes Centrales los pisos tropical y tropical de sabana como consecuencia del contexto climático de la cordillera.

La distribución espacial actual de los pisos morfoclimáticos coincide en parte con la de los pisos bioclimáticos, comprendiendo el piso morfoclimático periglaciario a los pisos bioclimáticos periglaciario sin vegetación y supraforestal. El cuadro de la figura 2.125 resume las equivalencias entre las áreas de distribución de esos intervalos de altitud.

<b>PISO BIOCLIMÁTICO</b>	<b>ÁREA DE DISTRIBUCIÓN SEGÚN BIOINDICADORES</b>	<b>PISO MORFOCLIMÁTICO</b>	<b>ÁREA DE DISTRIBUCIÓN SEGÚN GEOINDICADORES</b>
<b>GLACIAR SIN VEGETACIÓN POR FRÍO</b>	Áreas sin vegetación por déficit térmico ocupadas por los glaciares.	<b>GLACIAR</b>	Área de distribución de los agentes y procesos vinculados con la presencia permanente de masas de hielo con capacidad de flujo.
<b>PERIGLACIAR SIN VEGETACIÓN POR FRÍO</b>	Áreas libres de hielo sin vegetación por déficit térmico.	<b>PERIGLACIAR</b>	Área de distribución de los agentes y procesos asociados a una frecuencia elevada de los ciclos de congelación y deshielo.
<b>SUPRAFORESTAL</b>	Áreas con vegetación por encima del intervalo de exigencia ecológica del bosque.		
<b>TEMPLADO FORESTAL</b>	Área de distribución potencial de los bosques de <i>Polylepis</i> sp. (queñuales)	<b>TEMPLADO FORESTAL</b>	Área de actuación predominante de la arroyada concentrada.
<b>SEMIÁRIDO</b>	Áreas del sector superior de la rampa con un déficit hídrico acusado y vegetación xerófila (terófitos, geófitos y cactáceas)	<b>SEMIÁRIDO</b>	Área de actuación dominante de la arroyada en manto ( <i>sheet flood</i> ).
<b>HIPERÁRIDO</b>	Áreas sin vegetación por déficit hídrico permanente, en la parte inferior de la rampa y la costa.	<b>HIPERÁRIDO</b>	Área de actuación predominante de los agentes y procesos eólicos, que exigen condiciones de extrema aridez.

**Figura 2.125:** cuadro de equivalencias entre pisos bioclimáticos y morfoclimáticos.

Dependiendo de la evolución de las condiciones ambientales los límites de los pisos bioclimáticos y los pisos morfoclimáticos pueden variar en el espacio y en el tiempo. Por esa razón constituyen un registro en diferentes escalas cronológicas de los cambios climáticos sucedidos en el pasado.

Para que un piso bioclimático o morfoclimático sea sustituido por otro es preciso que el cambio ambiental alcance la intensidad y permanencia necesarias durante un periodo de tiempo suficientemente prolongado. Si se dan las condiciones apropiadas en primer lugar se produce el cambio climático, a continuación el relevo del piso bioclimático y por último el del piso morfoclimático.

Desde la costa del Pacífico hasta las cotas más elevadas de la cordillera la transformación de los factores climáticos por efecto de la altitud se traduce en una variación de las áreas de distribución territorial de los bioindicadores y los geoindicadores, y por lo tanto también de los pisos bioclimáticos y morfoclimáticos. No obstante como consecuencia de la rapidez con la que se han producido los cambios ambientales desde el Pleistoceno los límites de los pisos se solapan entre sí. En el presente puede constatar que los pisos bioclimáticos y morfoclimáticos están avanzando sobre los espacios que anteriormente ocupaban los pisos superiores, cuya presencia anterior ha quedado reflejada en el registro polínico, en el caso de los pisos bioclimáticos, y en la existencia de formas heredadas, en el de los pisos morfoclimáticos.

El análisis de la evolución de los límites de los pisos bioclimáticos y morfoclimáticos demuestra que durante el Holoceno el clima ha tendido a transformarse en más árido y más cálido. Los pisos hiperáridos se han extendido por la rampa restringiendo a su parte superior el área de distribución de los pisos semiáridos. Los pisos templado forestales, que en caso de haber estado presentes durante el Pleistoceno tuvieron necesariamente que alcanzar una distribución muy reducida, han invadido amplios espacios del altiplano. Lo mismo sucede en los casos del piso bioclimático supraforestal y los pisos periglaciares, que han ido ocupando progresivamente la parte inferior de los valles a medida que las masas de hielo se han ido retirando hacia sus posiciones actuales.

### **CARACTERÍSTICAS DE LOS PISOS MORFOCLIMÁTICOS Y SUS GEOINDICADORES**

En la página siguiente se ha incluido una tabla (figura 2.126) resumiendo las principales características de los pisos morfoclimáticos definidos en la región del Nevado Coropuna, indicando en cada caso:

- 1) Las unidades geomorfológicas del piso morfoclimático:** clasificadas en función de la pendiente de las vertientes, de la que depende en parte su naturaleza.
- 2) Las características de los factores climáticos en ese intervalo de altitud:** temperatura, amplitud térmica, precipitación y clave morfoclimática que distingue a cada piso de los demás intervalos de altitud.
- 3) Las características de los subsistemas morfoclimáticos:**
  - **Meteorización:** agentes y procesos que desagregan los materiales preparándolos para la dinámica de laderas y las acciones de evacuación.
  - **Dinámica de laderas:** agentes y procesos que desplazan las partículas a corta distancia.
  - **Evacuación:** agentes y procesos que transportan las partículas más allá de los límites del piso morfoclimático (mayoritariamente realizadas por el drenaje glaciar).

## PISOS MORFOCLIMÁTICOS DE LA REGIÓN DEL NEVADO COROPUNA

PISO	FACTORES CLIMÁTICOS	CARACTERÍSTICAS DE LOS SISTEMAS MORFOCLIMÁTICOS		
		METEORIZACIÓN	DINÁMICA DE LADERAS	EVACUACIÓN
<b>GLACIAR</b> <b>Und. geomorfológicas</b> <u>Formas erosivas:</u> -Superficies pulidas. -Estrías, surcos y acanaladuras. <u>Formas sedimentarias:</u> -Cordones morrénicos. -Arcos morrénicos. -Morrenas de ablación.	<b>Temperaturas</b> medias diarias $<0^{\circ}\text{C}$ , con máximas $>0^{\circ}\text{C}$ que producen procesos de sublimación y fusión del glaciar. <b>Amplitud térmica</b> elevada como consecuencia de la altitud y la radiación solar. <b>Precipitación</b> moderada, concentrada en el verano austral y exclusivamente en forma de nieve. <b>Clave morfoclimática:</b> en condiciones topográficas favorables el régimen térmico permite la conservación y acumulación de la nieve y su transformación en hielo.	Los procesos de meteorización y dinámica de laderas ligados a la presencia de agua en estado líquido están bloqueados por el régimen termométrico (con medias $<0^{\circ}\text{C}$ ). <u>Procesos mecánicos:</u> <b>Abrasión:</b> acciones erosivas del glaciar sobre el lecho utilizando como instrumento su carga de fondo. <b>Procesos de gelificación y caída libre:</b> en escarpes desfavorables para la acumulación de la nieve (enclaves periglaciares en el piso glaciar).	<b>Deslizamiento de gelifractos</b> procedentes de los escarpes periglaciares, directamente sobre la vertiente, o sobre la nieve o el hielo, pueden llegar a cubrir parcial o completamente los glaciares protegiéndolos de la ablación. <b>Avalanchas de nieve y rocas</b> implican entradas en la masa de hielo o la carga del glaciar.	<b>Realizada por las acciones de sobre-excavación del glaciar:</b> desalojo de material detrítico y partes inestables del lecho asequebles a su capacidad de transporte, muy elevada como consecuencia de su alta densidad. <b>Capacidad media, restringida a las posiciones de máximo avance del glaciar,</b> donde deposita su carga formando morrenas.
<b>PERIGLACIAR</b> <b>Und. geomorfológicas</b> <u>Planicies:</u> -Thufur (detríticos finos) y suelos ordenados (detríticos gruesos). <u>Pendientes moderadas:</u> -Glaciares rocosos. <u>Pendientes inclinadas:</u> -Grèzes litées. -Canales de debris flows. <u>Pendientes escarpadas:</u> -Taludes de gelifractos.	<b>Temperaturas</b> frías, con mínimas $<0^{\circ}\text{C}$ y máximas $>0^{\circ}\text{C}$ . La temperatura pasa diariamente por encima y por debajo del umbral de congelación. En centros volcánicos activos con la temperatura del suelo elevada por el calor geotérmico puede inhibirse la actividad periglaciaria. <b>Amplitud térmica</b> elevada, como consecuencia de la altitud y la radiación solar. <b>Precipitación</b> moderada, concentrada en el verano austral y exclusivamente en forma de nieve. <b>Clave morfoclimática:</b> ciclos de congelación y deshielo muy frecuentes.	Actividad intensa de procesos mecánicos ligados a los ciclos de congelación y deshielo del agua: <b>Gelifracción</b> (en rocas competentes). <b>Crioturbación</b> (en rocas no competentes, con diferentes efectos en finos y gruesos). <b>Procesos de nivación</b> (durante el periodo de permanencia de la cubierta nival o su fusión posterior).	Actividad intensa con variaciones en función de la pendiente. <b>Planicies y pendientes moderadas:</b> -Flujos de masas de rocas con hielo intersticial (glaciares rocosos). -Deslizamientos de masas de detríticos finos (gelifluxión). <b>Pendientes inclinadas y escarpadas:</b> -Coladas de derrubios (debris flows). -Procesos de caída libre partícula a partícula, por simple gravedad o con la asistencia de la gelifracción.	<b>DRENAJE PROGLACIAR</b> <b>1.</b> En los pisos periglaciaria, templado húmedo, semiárido e hiperárido la evacuación de las partículas a media y larga distancia es realizada casi exclusivamente por la red de drenaje proglaciaria, muy eficaz como consecuencia del fuerte desnivel y el abundante caudal procedente del deshielo. En el piso hiperárido el transporte eólico también adquiere un papel relevante. <b>2.</b> El caudal de la red de drenaje se caracteriza por su regularidad anual y presentar fuertes oscilaciones diarias. En el piso periglaciaria las cabeceiras de los cursos fluviales pueden llegar incluso a congelarse por la noche y cesar por completo su actividad, que se reanuda por la mañana con el deshielo producido por la radiación solar. <b>3.</b> Aguas abajo la ablación de los glaciares se traduce diariamente en un pico de crecida que se transmite a lo largo de los cauces con un tiempo de respuesta proporcional a la distancia y desnivel con respecto a la cabeceira. <b>4.</b> La toponimia de la red de drenaje, con denominaciones como río Blanco, Aguas Blancas y otras semejantes refleja el color blanquecino que tienen durante el día las aguas procedentes de la fusión de los glaciares. <b>5.</b> Por la noche la crecida incrementa la turbulencia y la carga de los ríos. El fenómeno recibe localmente la denominación de 'la regla' porque sucede diariamente a la misma hora y colmata los canales de riego, obligando a la población a realizar periódicamente tareas de mantenimiento de los canales.
<b>TEMPLADO FORESTAL</b> <b>Und. geomorfológicas</b> <u>Planicies:</u> -Berrocales ignimbríticos. <u>Pendientes moderadas:</u> -Arroyos, barrancos y cárcavas. <u>Pendientes inclinadas:</u> -Canales de debris flows. <u>Pendientes escarpadas:</u> -Taludes de gravedad.	<b>Temperaturas</b> templadas. <b>Amplitud térmica</b> moderadamente alta. <b>Precipitación</b> moderada, concentrada en el verano austral y mayoritariamente en forma de nieve, que se funde rápidamente o ni tan siquiera llega a cuajar. <b>Clave morfoclimática:</b> la arroyada concentrada protagoniza el modelado del relieve, sujeta a la estacionalidad impuesta por la concentración de las precipitaciones en el verano austral.	En los sectores más elevados, actividad moderada y restringida al invierno austral de los procesos típicamente periglaciares. -Procesos ligados a los ciclos de congelación y deshielo, pero con una frecuencia mucho más reducida que en el piso morfoclimático periglaciaria. -Procesos estacionales de nivación.	Actividad intensa con variaciones en función de la pendiente. <b>Planicies y pendientes moderadas:</b> -Desmantelamiento de mantos de alteración en niveles ignimbríticos. <b>Pendientes inclinadas y escarpadas:</b> -Coladas de derrubios (debris flows). -Procesos de caída libre partícula a partícula por simple gravedad.	
<b>SEMIÁRIDO</b> <b>Und. geomorfológicas</b> <u>Planicies y pendientes moderadas:</u> -Depósitos de arroyada laminar (sheet flood). -Glacis de acumulación, detríticos y mixtos. <u>Pendientes inclinadas:</u> -Canales de debris flows. <u>Pendientes escarpadas:</u> -Taludes de gravedad.	<b>Temperaturas</b> templadas. <b>Amplitud térmica</b> reducida. <b>Precipitación</b> escasa y concentrada en el verano austral. Puede estar ausente durante años y producirse súbitamente con gran intensidad. <b>Clave morfoclimática:</b> la arroyada laminar protagoniza el modelado del relieve, funcionando esporádicamente pero con gran eficacia, después de prolongados periodos de recurrencia.	<b>Hidroclastia:</b> grietas de retracción (mud cracks), en superficies de depósitos de detríticos finos producidas por los ciclos de humectación y desecación. <b>Haloclastia:</b> roturas de rocas causadas por el crecimiento de cristales de sales en el interior de sus discontinuidades. <b>Precipitación y disolución.</b>	Actividad esporádica pero muy eficaz a escala geomorfológica, con variaciones en función de la pendiente. <b>Planicies y pendientes moderadas:</b> -Arroyada laminar (sheet flood). <b>Pendientes inclinadas y escarpadas:</b> -Coladas de derrubios (debris flows). -Procesos de caída libre partícula a partícula por simple gravedad.	
<b>HIPERÁRIDO</b> <b>Und. geomorfológicas</b> <u>Planicies y pendientes no escarpadas:</u> -Dunas, ripples y otras formas de acumulación eólica. <u>Pendientes escarpadas:</u> -Taludes de gravedad.	<b>Temperaturas</b> moderadamente cálidas. <b>Amplitud térmica</b> muy reducida. <b>Precipitación</b> casi inexistente ( $>30\text{ mm}$ ) y sólo en forma de garúa. <b>Clave morfoclimática:</b> el déficit hídrico permanente bloquea la actuación de todos los procesos ligados a la presencia de agua. El trabajo geomorfológico es realizado exclusivamente por el viento, que exige condiciones de extrema aridez.	<b>Actividad moderada:</b> <b>Oxidación:</b> alteración química de compuestos minerales en la superficie de las rocas, que genera la pátina de los desiertos. <b>Termoclastia:</b> lento calentamiento desigual de minerales hasta alcanzar el umbral de fatiga y producir la fragmentación de la roca.	<b>Planicies y pendientes moderadas:</b> Procesos de erosión, transporte y sedimentación eólica. <b>Pendientes inclinadas y escarpadas:</b> -Coladas de derrubios sin la participación de procesos de saturación en cabeceira. -Procesos de caída libre partícula a partícula por simple gravedad.	

**Figura 2.126:** características de los pisos morfoclimáticos de la región del Nevado Coropuna. Inspirado en Muñoz (1995) y las evidencias geomorfológicas detectadas en el trabajo de campo y en el laboratorio.



En la tabla de la figura 2.127 se recogen las características de los geoindicadores y los agentes y procesos morfogénéticos con los que se relaciona su modelado.

<b>GEOINDICADORES DE LOS PISOS MORFOCLIMÁTICOS</b> (Unidades geomorfológicas relacionadas con agentes y procesos cuya distribución está restringida a un determinado piso morfoclimático)			
PISO	UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS	AGENTES MORFOGENÉTICOS	PROCESOS MORFOGENÉTICOS
<b>GLACIAR</b>	<b>Formas de erosión:</b> pulido glaciar, estrias (mm), surcos (cm) y acanaladuras (dm).	Flujo glaciar con carga de fondo.	Abrasión del material del lecho inasequible al transporte glaciar.
	<b>Formas sedimentarias:</b> arcos y cordones morrénicos, mantos morrénicos de ablación.	Flujo glaciar con carga de fondo.	Sobre-excavación del lecho y evacuación del material asequible al transporte glaciar.
<b>PERIGLACIAR</b>	<b>Thufur:</b> suelos con aspecto almohadillado en áreas de bofedal (pastos andinos de alta montaña).	Capas de hielo retenido en el interior de suelos detríticos finos.	<b>Crioturbación:</b> deformación del suelo causado por el incremento de volumen del hielo.
	<b>Suelos ordenados:</b> suelos constituidos por rocas que se orientan o disponen en función de su forma o tamaño.	Capas de hielo retenido en el interior de suelos detríticos gruesos.	
	<b>Glaciares rocosos:</b> masas de hielo y rocas con capacidad de flujo, en condiciones topográficas favorables.	Hielo intersticial almacenado en el interior de depósitos de rocas, conformando una masa homogénea.	Flujos de masas de hielo y rocas que se desplazan vertiente abajo.
	<b>Grèze litées:</b> coluviones formados por varias capas homométricas y granosoportadas de partículas de gelifractos tamaño canto alternando con otras con predominio de finos (en la base de cantiles de roca coherente).	Agua intersticial sometida a ciclos de congelación y deshielo. Cubierta nival sobre superficies inclinadas en la base del cantil. Arroyada abastecida por el agua de fusión nival.	1. Caída libre de gelifractos y posterior deslizamiento a favor de la pendiente cubierta de nieve. 2. Lavado de finos del depósito producido por la arroyada de fusión.
	<b>Taludes de gelifractos:</b> acumulación de derrubios en la base de un cantil afectado por gelifracción y caída libre.	Agua intersticial sometida a ciclos de congelación y deshielo.	Gelifracción, caída libre y acumulación en la base del cantil.
<b>TEMPLADO FORESTAL</b>	<b>Arroyos, barrancos y cárcavas:</b> incisiones producidas en las vertientes por la arroyada concentrada, formando redes jerarquizadas con diferentes escalas de magnitud.	Arroyada concentrada sobre mantos de ignimbríticos de alteración.	Deanudación del manto de alteración, produciendo su desagregación mediante la removilización de la matriz fina.
	<b>Berrocales, tors, nubbins, piedras caballerías, dorsos de ballena</b> y otras formas características del modelado de mantos de alteración por actuación de la arroyada concentrada.	Flujo medianamente turbulento moderadamente cargado de finos en disolución, solución o suspensión.	Acumulación in situ de los núcleos resistentes ( <i>core stones</i> ) que estaban inscritos en el manto de alteración y resultan inasequibles a la competencia de la arroyada concentrada.
<b>SEMIÁRIDO</b>	<b>Depósitos caóticos masivos característicos de medios de transporte hipersaturados de alta energía:</b> coluviones heterométricos de rocas empastadas en una matriz fina, con cantiles muy elevados que reflejan la magnitud de la energía implicada en el proceso.	<b>Arroyada laminar (sheet flood):</b> flujo enormemente turbulento de volúmenes de agua con un contenido muy elevado de líticos gruesos y finos, alimentados por precipitaciones esporádicas muy intensas.	Removilización masiva de material característica de los flujos hipersaturados de alta energía, desarrollando consecutivamente acciones de erosión y deposición durante el mismo evento.
<b>HIPERÁRIDO</b>	<b>Dunas, ripples y otras formas de acumulación eólica.</b>	<b>Viento</b> con carga muy bien seleccionada, siempre por debajo del umbral de las arenas finas, en condiciones ambientales de aridez absoluta.	Deflacción eólica selectiva de arenas finas y limos. Acumulación diferencial a sotavento de los obstáculos que se oponen al flujo del viento.  Erosión de las rocas producida por la carga transportada por el viento.

**Figura 2.127:** geoindicadores de los pisos morfoclimáticos de la región del Nevado Coropuna. Inspirado en Muñoz (1995) y las evidencias geomorfológicas detectadas en el trabajo de campo y en el laboratorio.

## **UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS PRESENTES EN VARIOS PISOS MORFOCLIMÁTICOS QUE NO HAN SIDO CATALOGADAS COMO GEOINDICADORES**

En la tabla de la figura 2.127 no se han incluido aquellas unidades geomorfológicas que por aparecer en varios pisos morfoclimáticos no fueron catalogadas como geoindicadores. Entre esas unidades de gran amplitud geoecológica las que se encontraron con mayor frecuencia fueron canales de coladas de derrubios (*debris flow*) y taludes de gravedad.

Las **coladas de derrubios** requieren para desencadenarse la presencia de agua en estado líquido. Cuando el agua se infiltra en un depósito permeable emplazado en una topografía inclinada produce una sobresaturación del suelo, de manera que alcanzado un umbral crítico el conjunto se inestabiliza y se desliza vertiente abajo. El proceso excava un canal que adquiere una morfología muy característica, quedando sus bordes en resalte a causa de la tendencia de las partículas más gruesas a depositarse en los márgenes del flujo, formando *lèvées* muy característicos.

Los canales de *debris flow* están presentes en todos los pisos morfoclimáticos excepto en el hiperárido, de modo que no pueden considerarse geoindicadores de ninguno de ellos. A causa de sus exigencias hídricas y térmicas (el agua debe encontrarse en estado líquido para poder introducirse en el suelo), los canales de *debris flow* sólo aparecen en espacios que se encuentren en la actualidad o hayan permanecido en el pasado bajo condiciones morfoclimáticas periglaciares, templado forestales o semiáridas.

Los **taludes de gravedad** todavía presentan una amplitud geoecológica mayor que los canales de *debris flow*, apareciendo frecuentemente en todos los pisos morfoclimáticos. Para que se genere un talud de gravedad sólo es necesario que la estructura del roquedo presente condiciones favorables para fragmentarse y se produzca un estímulo suficientemente intenso para provocar su caída por simple gravedad, que puede producirse partícula a partícula o de forma más masiva.

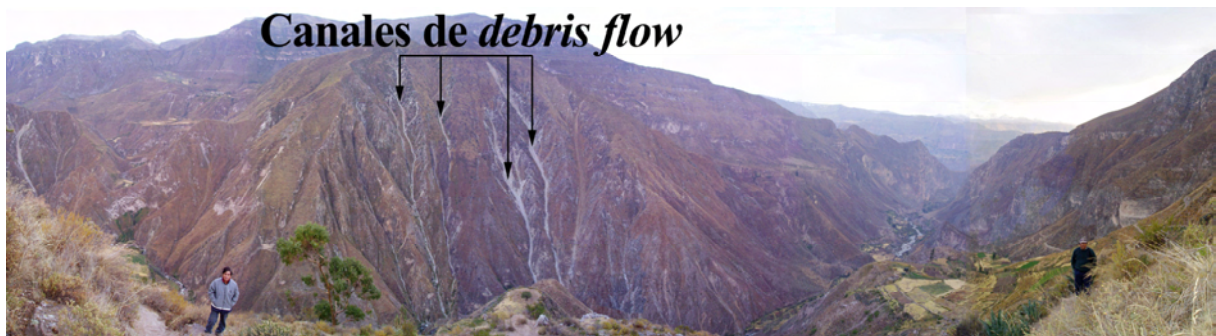
No obstante los taludes de gravedad pueden adoptar diferentes modalidades en cada intervalo de altitud. En el piso morfoclimático periglacial, donde la presencia del hielo ejerce una influencia cualitativa decisiva, la caída de las partículas por gravedad muchas veces es causada por procesos de gelifracción. Por tratarse de una modalidad específica que origina formas muy características y exclusivamente periglaciares, los taludes de gelifractos sí se consideraron geoindicadores de ese piso morfoclimático.

Las fotografías de las figuras 2.128, 2.129 y 2.130 muestran la presencia de las mismas unidades geomorfológicas en pisos morfoclimáticos diferentes. En la figura 2.128, en un ámbito de transición entre condiciones templado forestales y periglaciares, varios canales de *debris flow* descienden por la ladera hasta el fondo de la quebrada Molinos, que desemboca en el valle del Colca cerca de la localidad de Chivay. La fotografía de la figura 2.129 es una vista panorámica de la quebrada del río Pampamarca, afluente del Cotahuasi, en pleno dominio templado forestal. En la otra vertiente del valle se distinguen varios canales de *debris flow*, que destacan por el color blanquecino de los sedimentos que cubren el lecho, contrastando con los colores pardo rojizos de las laderas, intensamente hidrotermalizadas. En la fotografía de la figura 2.129 se han señalado varios canales de *debris flow* y taludes de gravedad en las vertientes de un barranco disectado en los depósitos del deslizamiento gigante de Chuquibamba (figuras 2.21, 2.22 y 2.23), en un ámbito ecotonal entre condiciones semiaridas e hiperáridas.

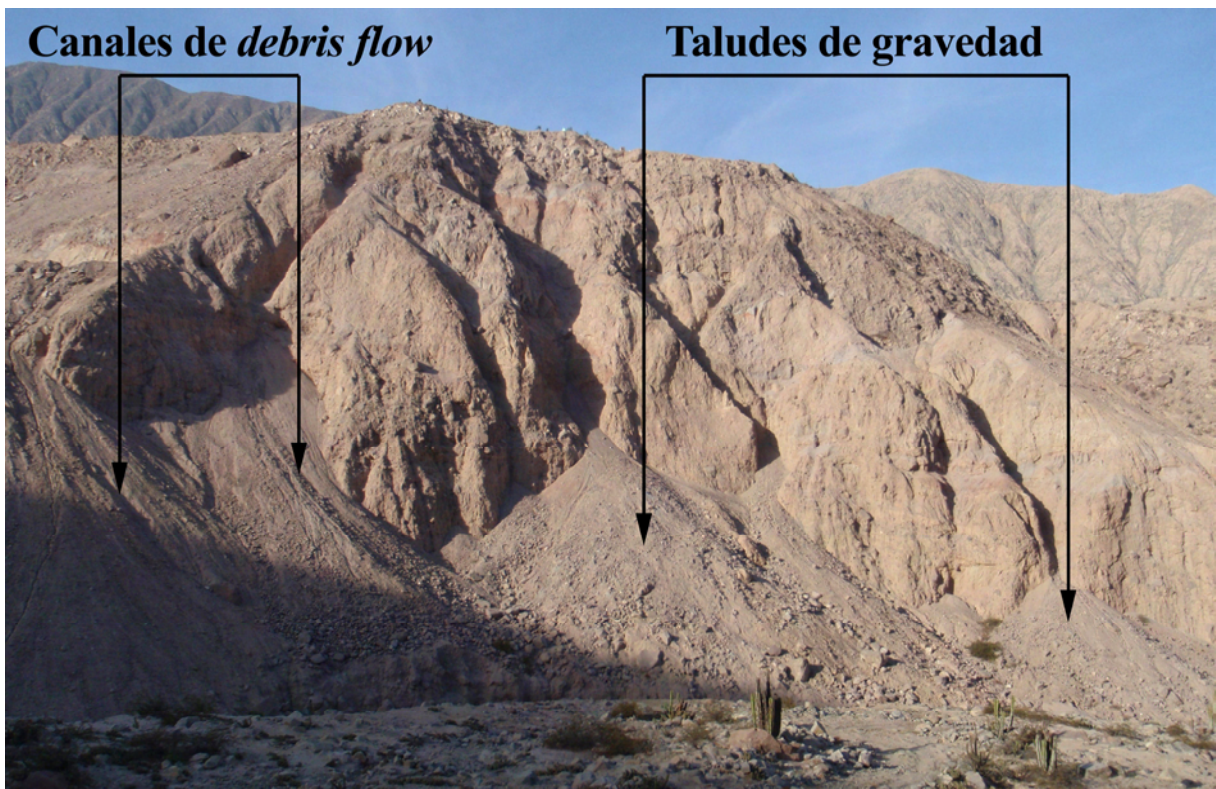




**Figura 2.128:** canales de *debris flow* en la quebrada Molinos, descendiendo hasta una altitud de 4600 m.



**Figura 2.129:** canales de *debris flow* en la quebrada Pampamarca. Fotografía realizada a 3200 m de altitud.



**Figura 2.130:** canales de *debris flow* y taludes de gravedad en un cortado abierto por la incisión fluvial en los depósitos del deslizamiento de Chuquibamba, a 1700 m de altitud.



## **PANORÁMICA DE LOS PISOS MORFOCLIMÁTICOS**

En este apartado se van a exponer algunos ejemplos de los geoindicadores de los pisos morfoclimáticos, mediante la presentación de fotografías realizadas durante el trabajo de campo.

### **PISO MORFOCLIMÁTICO GLACIAR**

**Formas erosivas generadas por las acciones glaciares de sobre-excavación y abrasión**  
Superficies pulidas, estrías, surcos y acanaladuras.

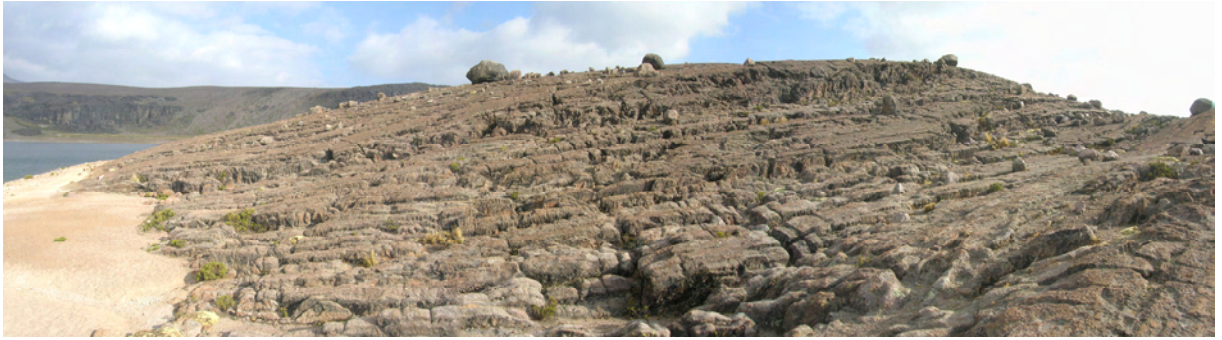


**Figura 2.131:** superficie de una colada de lava con pulimento glaciar, junto a la laguna Pallarcocha (4750 m), en la vertiente occidental del Nevado Coropuna.



**Figura 2.132:** bloque de lava con estrías glaciares en el sector oriental del altiplano sobre el que se levanta el Nevado Coropuna. Fotografía realizada a 4900 m de altitud.





**Figuras 2.133:** umbral de salida de la laguna Pallarcocha (4750 m), en la vertiente Oeste del Nevado Coropuna.



**Figura 2.134:** detalle de la superficie del umbral de salida de la laguna Pallarcocha, que presenta pulimento, estrías, surcos y acanaladuras generados por las masas de hielo mediante el arrastre de su carga de fondo. Como puede apreciarse en la fotografía cuando el paleoglaciador se retiró parte de su carga quedó depositada sobre el lecho.



## PISO MORFOCLIMÁTICO GLACIAR

### Formas sedimentarias depositadas por las masas de hielo

Cordones morrénicos laterales, arcos morrénicos frontales y mantos morrénicos de ablación.



**Figura 2.135:** morrenas laterales generadas por el último máximo avance de las masas de hielo en la quebrada Santiago (cuadrante NE del Nevado Coropuna). Montaje de fotografías realizadas a 4871 m de altitud.



**Figura 2.136:** morrenas laterales formadas durante el último avance de los paleoglaciares en la quebrada Queñua Ranra, inmediatamente al Este de la quebrada Santiago. Fotografía realizada a 5820 m de altitud.



**Figura 2.137:** morrena frontal depositada en la cabecera de la quebrada Queñua Ranra por el último avance de los paleoglaciares, a 5400 m de altitud.



## PISO MORFOCLIMÁTICO GLACIAR



**Figura 2.138:** manto morrénico de ablación depositado por la deglaciación de los glaciares en la cabecera de la quebrada Tuailqui (sector SO del Nevado Coropuna). Fotografía realizada a 5450 m de altitud.



**Figura 2.139:** panorámica de los glaciares de la cabecera de la quebrada Tuailqui, al SO del Nevado Coropuna, en la que se ha señalado la posición del campamento que aparece en primer plano en la figura 2.138.



## PISO MORFOCLIMÁTICO PERIGLACIAR

**Formas generadas en superficies planas por los ciclos de congelación y deshielo**  
*Thufur* (deformación de depósitos de detríticos finos)



**Figura 2.140:** *thufur* en el circo Maimeja (5000 m), al Este del complejo Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca (que aparece en el horizonte en la parte superior izquierda de la fotografía).



**Figura 2.141:** *thufur* en el fondo de valle de la quebrada Santiago (4800 m), en el sector NE del Nevado Coropuna.



## PISO MORFOCLIMÁTICO PERIGLACIAR

**Formas generadas en superficies planas por los ciclos de congelación y deshielo**  
Suelos ordenados (deformación de depósitos de detríticos gruesos)



**Figura 2.142:** panorámica de una forma originada por el levantamiento de lajas de roca por crioturbación en una depresión localizada a 4900 m de altitud, en la vertiente oriental del Nevado Coropuna. Como referencia de la magnitud de la forma se señala la silueta de dos personas.



**Figura 2.143:** vista en detalle de la unidad geomorfológica de la figura 2.142.



## PISO MORFOCLIMÁTICO PERIGLACIAR

**Formas generadas en pendientes moderadas por los ciclos de congelación y deshielo**  
Glaciares rocosos



**Figura 2.144:** conjunto de glaciares rocosos de la cabecera de la quebrada de la laguna de San Felipe, en un intervalo entre 4950 y 5000 m de altitud, al NE del Valle de los Volcanes.



**Figura 2.145:** vista en detalle del mismo conjunto desde el frente inferior de los glaciares rocosos.



## PISO MORFOCLIMÁTICO PERIGLACIAR

**Formas generadas en pendientes inclinadas por los ciclos de congelación y deshielo**  
*Grèze litées.*



**Figura 2.146:** *grèze litées* en un corte de la carretera de Chivay a Cabanaconde, a 3400 m de altitud, en la vertiente izquierda del valle del Colca (al Norte del complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca).



**Figura 2.147:** *grèze litées* a 2750 m de altitud, en un corte de la carretera de Cotahuasi a Puica, en la vertiente izquierda del cañón del río Cotahuasi.

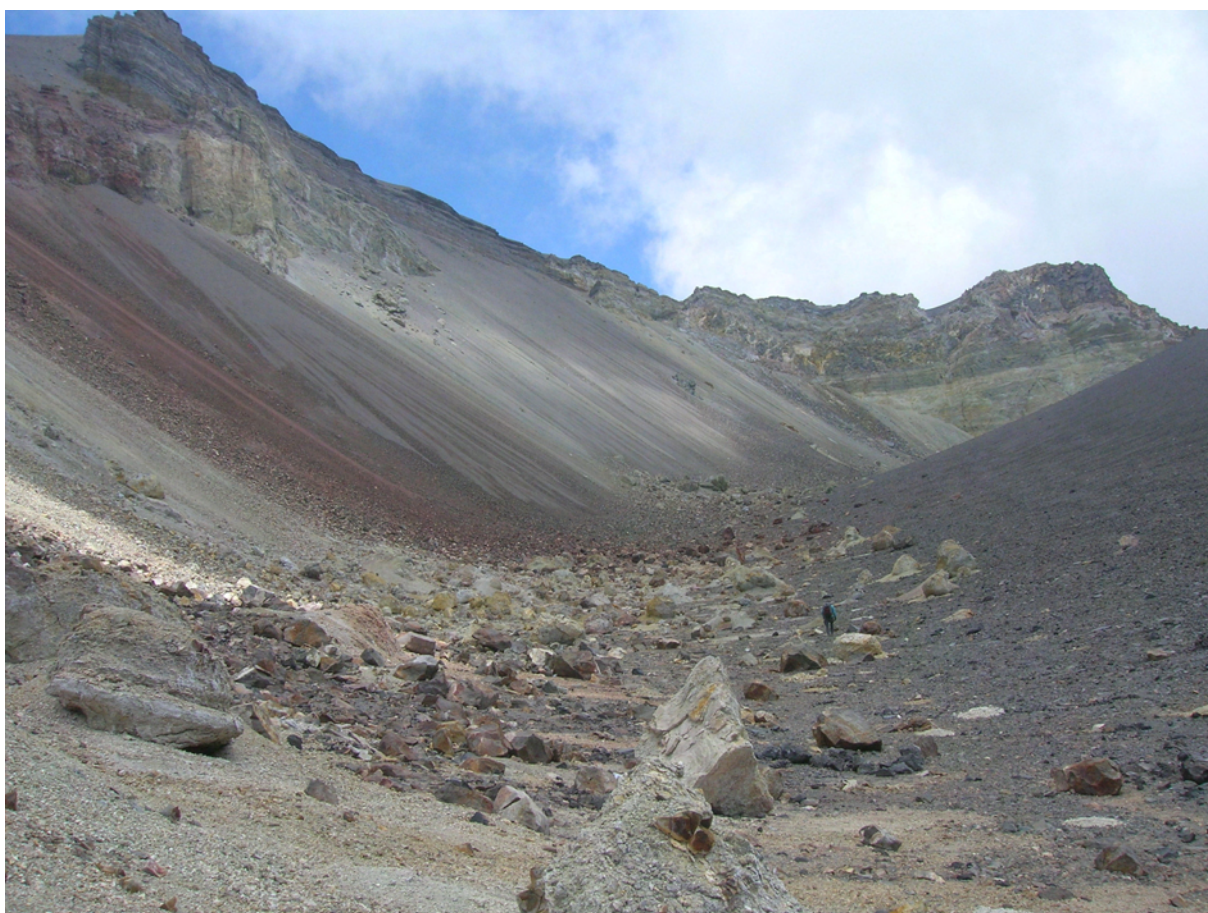


## PISO MORFOCLIMÁTICO PERIGLACIAR

**Formas generadas en pendientes escarpadas por los ciclos de congelación y deshielo**  
Taludes de gelifractos



**Figura 2.148:** laderas del valle glaciar de la laguna de San Felipe, completamente cubiertas de gelifractos, en un intervalo de altitud entre 4950 y 5000 m. En la parte derecha de la panorámica se encuentran los glaciares rocosos que se presentaron en las figuras 2.144 y 2.145.



**Figura 2.149:** en la mitad izquierda de la fotografía, taludes de gelifractos cubriendo las escarpadas laderas del cráter exterior del Misti. Fotografía realizada a 5600 m de altitud desde la base exterior del cono vulcaniano que recubre el cráter interno, que aparece a la derecha con un color más oscuro.



## **PISO MORFOCLIMÁTICO TEMPLADO FORESTAL**

### **Formas generadas por la arroyada concentrada** Berrocales ignimbríticos, arroyos y cárcavas



**Figura 2.150:** paisaje de berrocales ignimbríticos modelado por la arroyada concentrada en los mantos de alteración que se encuentran en el sector SO del complejo volcánico Nevado Coropuna. Fotografía realizada a 4600 m de altitud



**Figura 2.151:** cárcavas excavadas por la arroyada concentrada en un depósito piroclástico, a 2600 m de altitud, en la vertiente septentrional del Cañón del Colca, cerca de la localidad de Tapay.



## PISO MORFOCLIMÁTICO SEMIÁRIDO

Formas de acumulación generadas por la arroyada en manto (*sheet flood*)  
Depósitos masivos



**Figura 2.152:** depósito caótico y heterométrico generado por la arroyada en manto en el valle medio del río Sigüas, a 1800 m de altitud.



**Figura 2.153:** depósito generado por la arroyada en manto a 1625 m de altitud, algunos kilómetros valle abajo de la unidad que se ha presentado en la figura 2.152.



## **PISO MORFOCLIMÁTICO HIPERÁRIDO**

**Formas generadas por las acciones eólicas de deflacción y acumulación**  
Dunas y ripples



**Figura 2.154:** duna adosada en una vertiente junto a la carretera panamericana, a 1400 m de altitud. Fotografía realizada por el profesor David Palacios (Universidad Complutense de Madrid).



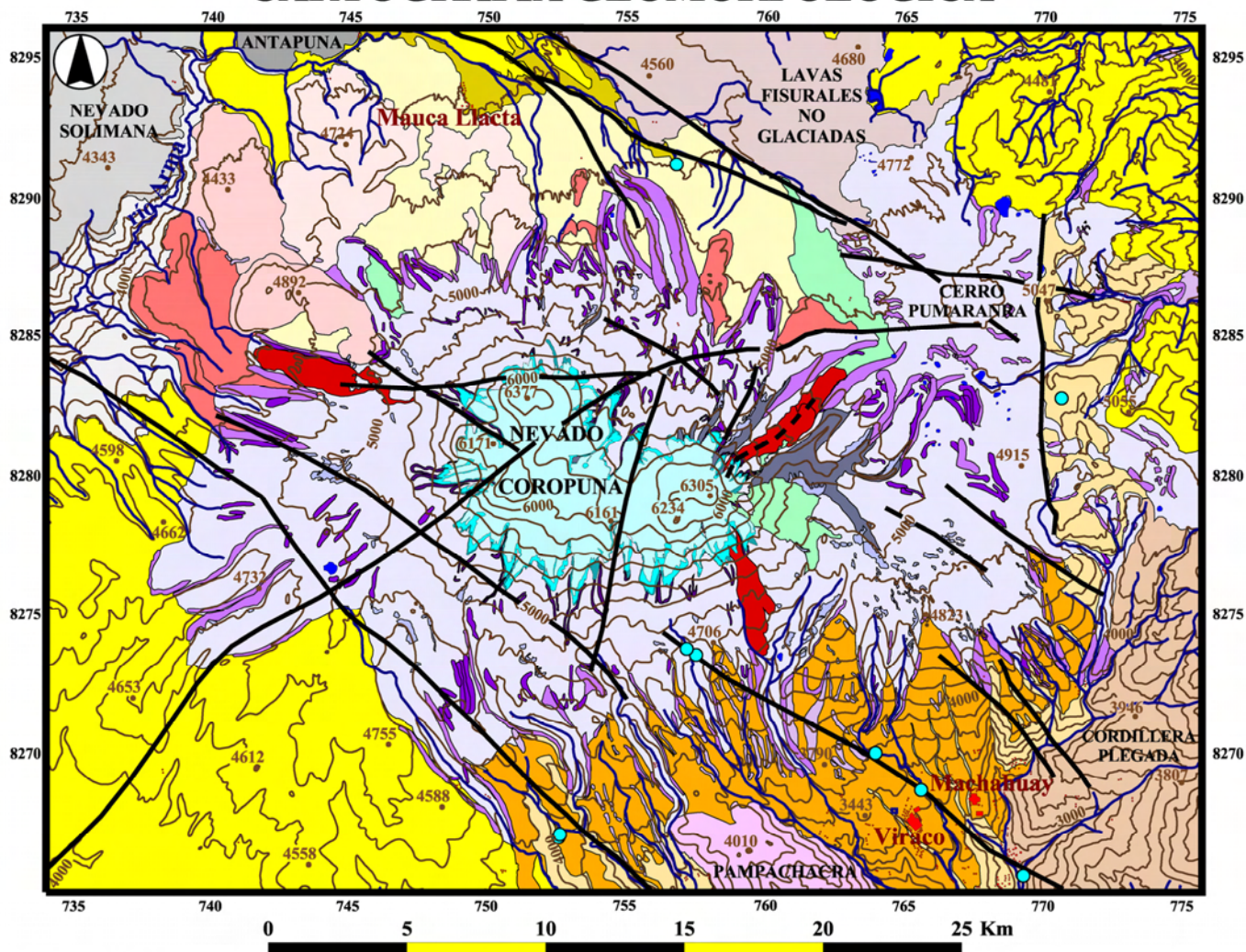
**Figura 2.155:** *ripples* sobre el lecho de un afluente del valle del Sigwas, a 1700 m de altitud.



# COMPLEJO VOLCÁNICO NEVADO COROPUNA (15°31'S · 72°39'O · 6377 m)

Cordillera Occidental de los Andes Centrales · Departamento de Arequipa (Sur de Perú)

## CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA



Base cartográfica digital e 1:100.000 del Instituto Geográfico Nacional de Perú. Hojas: 31Q 'Cotahuasi', 32Q 'Chuquibamba', 31R 'Orocopampa', 32R 'Huambo'.

Fotografías aéreas vuelos 1955 (fotogramas 15491-15502; 15170-15181 y 15086-15093) y 1986 (1402-1413 y 1500-1523).

Imágenes de los satélites LANDSAT 7-Mr Sid (2000). Aster 12-11-2007.

Cuadrícula UTM · Zona 18 S · Datum: WGS84

ERA	PERIODO	ÉPOCA	VOLCÁNICAS	GLACIARES	PERIGLACIARES	HIDROVOLCÁNICAS
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO	<b>PERIODO ERUPTIVO 4</b> Coladas de lava traquidacíticas Rampa proglaciar con piroclastos de caída	<b>SISTEMA GLACIAR ACTUAL</b> 2007: 46,587 Km <sup>2</sup> 1986: 54,087 Km <sup>2</sup> 1955: 56,143 Km <sup>2</sup> <b>FORMAS MORRÉNICAS</b> Pequeña Edad del Hielo Fases neoglaciales	Glaciares rocosos y taludes de gelifractos	Depósitos laháricos
		PLEISTOCENO	<b>PERIODO ERUPTIVO 3</b> Complejo Coropuna II (edificios recientes) Época 3: domos traquidacíticos y coladas de lava traquandesíticas Época 2: coladas de lava traquandesíticas Época 1: coladas de lava traquidacíticas y traquandesíticas	Último Máximo Glacial Regional Área glaciada durante el Último Máximo Glacial Regional Fases anteriores al Último Máximo Glacial Regional	Escarpes supraglaciares afectados por gelifración	
	NEÓGENO	PLIOCENO	<b>PERIODO ERUPTIVO 2</b> Complejo Coropuna I (en fase de planezes) Escarpes de los planezes (erosivo) Dorso de los planezes (estructural). Coladas de lava traquandesíticas y traquidacíticas			
		MIOCENO	<b>PERIODO ERUPTIVO 1</b> Basamento pre-Coropuna Superficies ignimbríticas del altiplano	<b>OTRAS UNIDADES</b> Bofedales (pastizales andinos) Coladas de lavas fisurales S del Cerro Antapuna SE del Nevado Solimana Barranco del río Arma Neck de Pampachacra Cordillera plegada	<b>TECTÓNICA E HIDROTHERMALISMO</b> Fracturas y lineamientos tectónicos Fuentes termales	<b>SIMBOLOGÍA</b> Red de drenaje Topografía e = 200 m Núcleos de población

Figura 2.156: cartografía geomorfológica del complejo volcánico Nevado Coropuna.

#### 2.4.1.f) Cartografía geomorfológica del complejo volcánico Nevado Coropuna

La figura 2.156 es el mapa geomorfológico del Nevado Coropuna elaborado en el sistema de información geográfica, en el que se han diferenciado las siguientes unidades:

- Superficie del sistema glaciar en 1955, 1986 y 2007.
- Formas morrénicas, periglaciares, volcánicas e hidrovolcánicas.
- Otras unidades que no forman parte del complejo volcánico ni de su basamento:
  - Bofedales (pastizales andinos).
  - Coladas de lava fisurales del altiplano
  - Extremo oriental del estratovolcán Nevado Solimana.
  - Vertiente meridional del Cerro Antapuna (NO).
  - Sector septentrional del Neck de Pampachacra (Sur).
  - Cordillera plegada (Este).

El mapa se completó con los lineamientos tectónicos, las fuentes hidrotermales, la red de drenaje y las localidades de Mauca Llacta, Viraco y Machahuay. La altimetría se representó empleando curvas de nivel con 200 m de equidistancia y cotas altitudinales regularmente distribuidas por el área cartografiada.

El esquema de la figura 2.157 resume la estratigrafía del complejo volcánico, ordenando cronológicamente las unidades litoestratigráficas (Núñez & Valenzuela, 2001; Olschusky & Dávila, 1994) y los periodos eruptivos que culminaron el techo de la serie del altiplano y construyeron los edificios volcánicos. También se indican la descripción de las litologías y las unidades geomorfológicas generadas por cada fase de actividad volcánica.

#### ESTRATIGRAFÍA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO NEVADO COROPUNA Modificado de Núñez & Valenzuela (2001) y Olschusky & Dávila (1994)

ERATEMA	SISTEMA	SERIE	UNIDAD LITOESTRATIGRÁFICA	PERIODO ERUPTIVO	LITOLOGÍA	DESCRIPCIÓN	UNIDAD GEOMORFOLÓGICA
CENOZOICO	CUATERNARIO	Holoceno	Grupo Andahua	4		Rocas volcánicas traquidacíticas	Coladas de lava holocenas
		Pleistoceno	Grupo Barroso inferior (Secuencia Coropuna 3)	3		Rocas volcánicas traquiandesíticas	Complejo de edificios volcánicos coalescentes COROPUNA II
	NEÓGENO	Plioceno	Grupo Barroso inferior (Secuencia Coropuna 2)	2		Rocas volcánicas traquiandesíticas	
			Grupo Barroso inferior (Secuencia Coropuna 1)	2		Rocas volcánicas andesíticas y de traquidacíticas a traquiandesíticas	Complejo de edificios volcánicos coalescentes COROPUNA I
		Mioceno	Formación Seneca	1		Piroclastos dacíticos y riolíticos	Superficie estructural del altiplano
			Formación Huayllas			Piroclastos dacíticos y riolíticos	
			Formación Alpabamba			Piroclastos riolítico dacíticos	
			Grupo Tacaza			Piroclastos de dacítico a riolíticos	
	PALEÓGENO	Oligoceno	Stock Pampachacra			Rocas subvolcánicas intrusivas	Neck (relieve de rocas intrusivas exhumadas)
	CRETÁCICO	Inferior	Formación Arcuquina			Areniscas, lutitas y calizas	Cordillera plegada
MESOZOICO	JURÁSICO	Superior	Grupo Yura			Cuarzitas, lutitas, calizas y areniscas	

Figura 2.157: estratigrafía del complejo volcánico Nevado Coropuna.



En los siguientes apartados se describen las unidades incluidas en la leyenda del mapa, siguiendo orden cronológico.

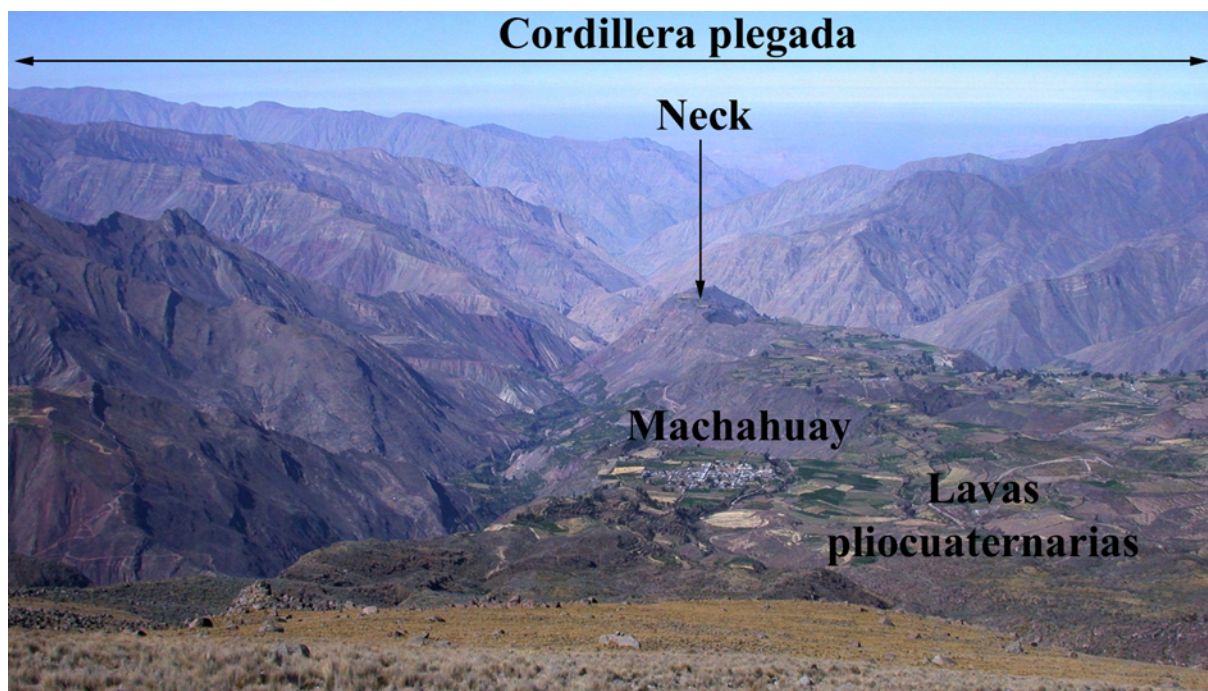
## **BASAMENTO PRE-COROPUNA**

### **Cordillera plegada con intrusiones plutónicas**

El complejo volcánico Nevado Coropuna actual se encuentra emplazado sobre un deslizamiento que afecta a un sector del altiplano modelado por sucesivas superficies de erosión sobre una estructura constituida por la cordillera plegada, con intrusiones plutónicas y un recubrimiento de rocas piroclásticas.

En la cordillera pueden diferenciarse dos niveles, que dentro del área cartografiada afloran exclusivamente al Este de las localidades de Viraco y Machahuay. El nivel inferior está constituido por una serie de cuarcitas, lutitas, calizas y areniscas que Olschusky & Dávila (1994) correlacionaron con una unidad definida previamente a nivel de Grupo (Wilson & García, 1962) y Formación (Jenks, 1948) en el balneario de Yura, 35 km al NO de la ciudad de Arequipa, atribuida al periodo jurásico (~205-135 Ma) mediante la identificación de fósiles guía. En el nivel superior de la cordillera plegada desaparecen las facies metamórficas y se conservan exclusivamente las sedimentarias, conformando una serie de areniscas, lutitas y calizas correlacionada por Olschusky & Dávila (1994) con la Formación Arcurquina (Jenks, 1948), que fue definida en un cerro epónimo que se encuentra al SE de la localidad de Huanca, 200 km al NE del Nevado Coropuna.

Los mismos niveles jurásicos y cretácicos afloran al Sur de Pampacolca (fuera del límite meridional del área cartografiada), incluyendo una intrusión plutónica de naturaleza dacítica que unos autores consideraron de época finicretácica (Olschusky & Dávila, 1994) y otros de época oligocena (Núñez & Valenzuela, 2001). El afloramiento aparece en el interior de la cicatriz del deslizamiento que afecta al basamento pre-Coropuna como un relieve aislado (*neck*) rodeado por las coladas de lava pliocuaternarias que forman parte de los planezes del complejo Coropuna I (figura 2.158).



**Figura 2.158:** panorámica de los planezes del complejo Coropuna I.



### **Periodo eruptivo 1: recubrimiento piroclástico del basamento pre-Coropuna**

A mediados del Mioceno (~13 Ma) se inició un periodo eruptivo caracterizado por un vulcanismo muy explosivo, de tipo pliniano o ultrapliniano, que se prolongó hasta el Plioceno inicial (~5,3 Ma). Como consecuencia de esas erupciones se depositaron las ignimbritas que recubren la cordillera plegada.

Las secuencias de ignimbritas están separadas por discontinuidades estratigráficas erosivas que demuestran que las erupciones no se produjeron de forma continuada, sino intercalándose con fases sin actividad volcánica.

Teniendo en cuenta la naturaleza de esos depósitos y su espesor la explicación de su origen requeriría la identificación de una caldera volcánica gigante que no ha sido identificada todavía de forma concluyente. Esa estructura podría encontrarse oculta bajo el complejo volcánico actual o corresponderse con la que podría encontrarse en el valle alto del Colca (figuras 2.83 y 2.84).

Las ignimbritas fueron correlacionadas por Núñez & Valenzuela (2001) y Olschusky & Dávila (1994) con el grupo Tacaza (Newell, 1949) y las formaciones Alpabamba (Guevara & Dávila, 1983), Huayllas (Wilson & García, 1962) y Sencca (Mendivil, 1965). En esos trabajos las rocas del grupo Tacaza y las formaciones Alpabamba y Huayllas se habían considerado de época Miocena y las de la formación Sencca fueron atribuidas al Plioceno inicial.

Los afloramientos de esas unidades se encuentran predominantemente al NE y al SO del área comprendida por el mapa, con un pequeño retazo en el sector NO. En la parte NE están intensamente hidrotermalizadas y en el SO aparecen como un manto de alteración parcial o completamente desmantelado por los agentes y procesos morfogenéticos del piso templado forestal (figuras 2.81, 2.159 y 2.160).



**Figura 2.159:** berrocal ignimbrítico generado por el desmantelamiento parcial del manto de alteración realizado por la arroyada concentrada, en el sector SO del complejo volcánico Nevado Coropuna.



**Figura 2.160:** vista de una cantera en la que se aprecia el manto de alteración de los depósitos ignimbríticos.

## **FORMAS VOLCÁNICAS DEL COMPLEJO NEVADO COROPUNA**

### **Periodo eruptivo 2: complejo Coropuna I**

En la transición entre el Mioceno y el Plioceno (~5,3 Ma) los movimientos tectónicos compresivos de la fase Quechua III plegaron el grupo Tacaza (Núñez & Valenzuela, 2001) y se redujo la explosividad del vulcanismo, iniciándose la emisión de las coladas de lava que forman los estratovolcanes Coropuna y Solimana y los centros eruptivos menores Cerro Antapuna y Cerro Pumaranra, en los sectores NO y NE del mapa geomorfológico.

Las litologías de esas coladas de lava fueron correlacionadas por Núñez & Valenzuela (2001) y Olschowsky & Dávila (1994) con el Grupo Barroso inferior, definido inicialmente a nivel de formación (Wilson & García, 1962) en la cordillera epónima del Departamento de Tacna y elevado posteriormente a la categoría de grupo en los cuadrángulos de Maure y Antajave (Mendivil, 1965).

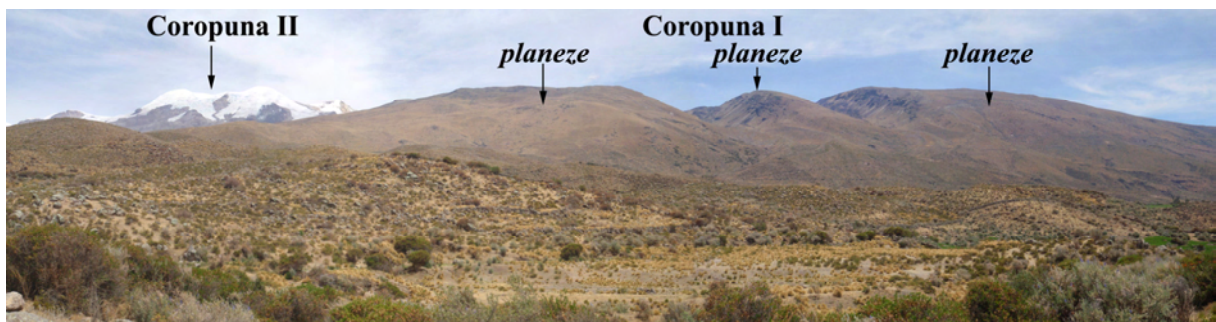
Utilizando criterios petrográficos y geoquímicos (Le Maitre et al., 1989; Peterson & Moore, 1987), Núñez & Valenzuela (2001) diferenciaron tres secuencias eruptivas en la evolución del Nevado Coropuna (Coropuna 1, Coropuna 2 y Coropuna 3), a las que atribuyeron la emisión de las unidades correlacionadas con el Grupo Barroso inferior.

Las coladas de lava emitidas durante el periodo eruptivo 2 forman parte del complejo Coropuna I, del que actualmente sólo se conservan los planezes que aparecen en los sectores meridional y oriental del área comprendida por el mapa.

De su naturaleza se deduce que durante ese periodo la actividad eruptiva fue fundamentalmente de naturaleza vulcaniana, similar a la que ocurrió durante el resto del Plioceno y el Pleistoceno inicial (Periodo eruptivo 3) y se ha reanudado con posterioridad al Último Máximo Glacial Regional (Periodo eruptivo 4), cuando las masas de hielo han retrocedido hasta posiciones próximas a las actuales.

La evidencia geomorfológica sugiere que los planezes del complejo de edificios Coropuna I permanecieron libres de masas de hielo durante el Último Máximo Glacial Regional, aunque la presencia de formas morrénicas atribuidas a fases anteriores indica que los paleoglaciares también circularon sobre sus vertientes, cuando las quebradas abiertas entre esas unidades carecían de su profundidad actual.

En la panorámica de la figura 2.161, elaborada mediante el montaje de una serie de fotografías realizadas desde el SE del Nevado Coropuna, se han señalado el complejo Coropuna II y los planezes del complejo Coropuna I.



**Figura 2.161:** vista del sector SE del complejo volcánico Nevado Coropuna.



### **Periodo eruptivo 3: complejo Coropuna II**

Durante el periodo eruptivo 3 se construyeron los edificios que forman parte del complejo Coropuna II. A lo largo de esa fase, que se prolongó desde finales del Plioceno hasta el Pleistoceno inicial, la actividad volcánica continuó siendo fundamentalmente vulcaniana, produciendo la emisión de gran cantidad de coladas de lava de naturaleza traquiandesítica.

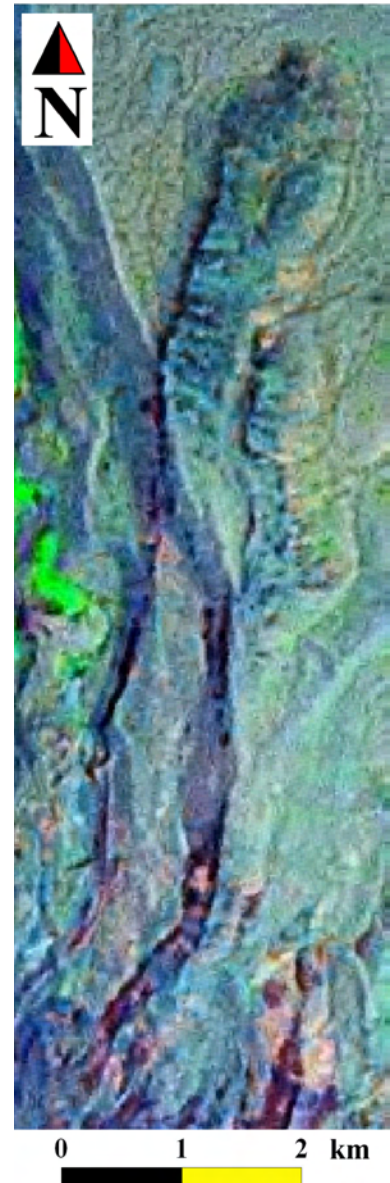
En la vertiente meridional del Nevado Coropuna esas coladas de lava se encauzaron por el interior de los valles abiertos entre los planezes del complejo de edificios Coropuna I. La distribución de las formas morrénicas atribuidas a esa fase demuestra que durante el Último Máximo Glacial Regional las masas de hielo también se canalizaron por esos valles, erosionando intensamente los derrames de lava del periodo eruptivo 3.

Las coladas de lava emitidas durante el mismo periodo en el flanco septentrional del Nevado Coropuna descendieron por las laderas de los edificios volcánicos hasta el altiplano y también resultaron posteriormente afectadas por el último máximo avance de los paleoglaciares. Durante esa fase las unidades que las erupciones habían dejado emplazadas en la parte superior de las vertientes fueron completamente erosionadas por el paso de las masas de hielo y las que alcanzaron el nivel del altiplano quedaron disectadas por los valles glaciares.

En el periodo eruptivo 3 también se produjeron otras erupciones que emitieron lavas más viscosas, formando los domos traquidacíticos que se encuentran al SO de la localidad de Mauca Llacta.

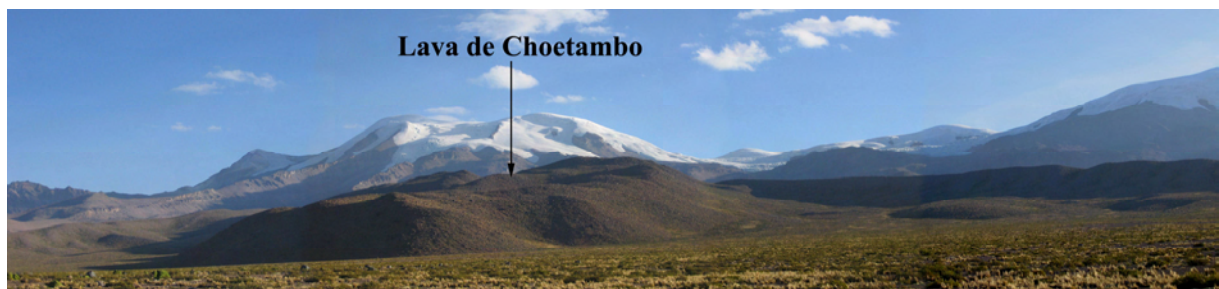
En la imagen de satélite de la figura 2.162 una de las coladas de lava de la vertiente septentrional del Nevado Coropuna aparece disectada por el valle glaciar de la quebrada Mapa Mayo, dejando al descubierto su estructura interna. La figura 2.163 es una panorámica del frente de la misma unidad visto desde el altiplano.

### **COLADA DE LAVA DEL CERRO CHOETAMBO**



Base: Imagen LANDSAT 7 MrSid (2000)

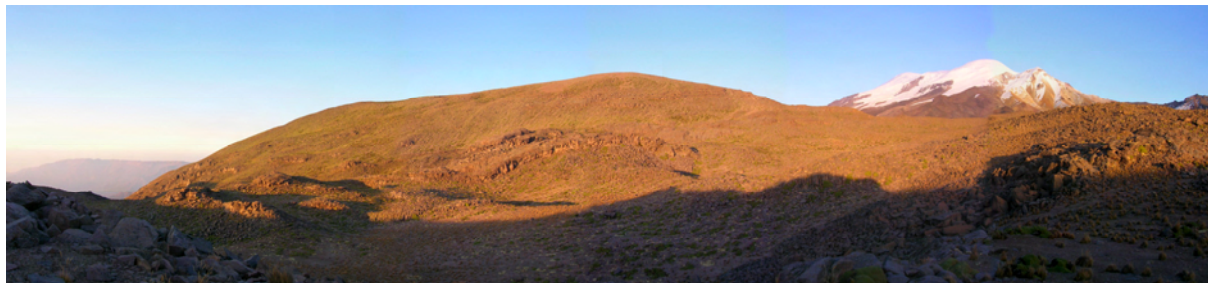
**Figura 2.162:** imagen de satélite de la colada de lava denominada Cerro Choetambo en la cartografía escala 1:100.000 del Instituto Geográfico Nacional de Perú.



**Figura 2.163:** panorámica del frente de la colada de lava del cerro Choetambo.



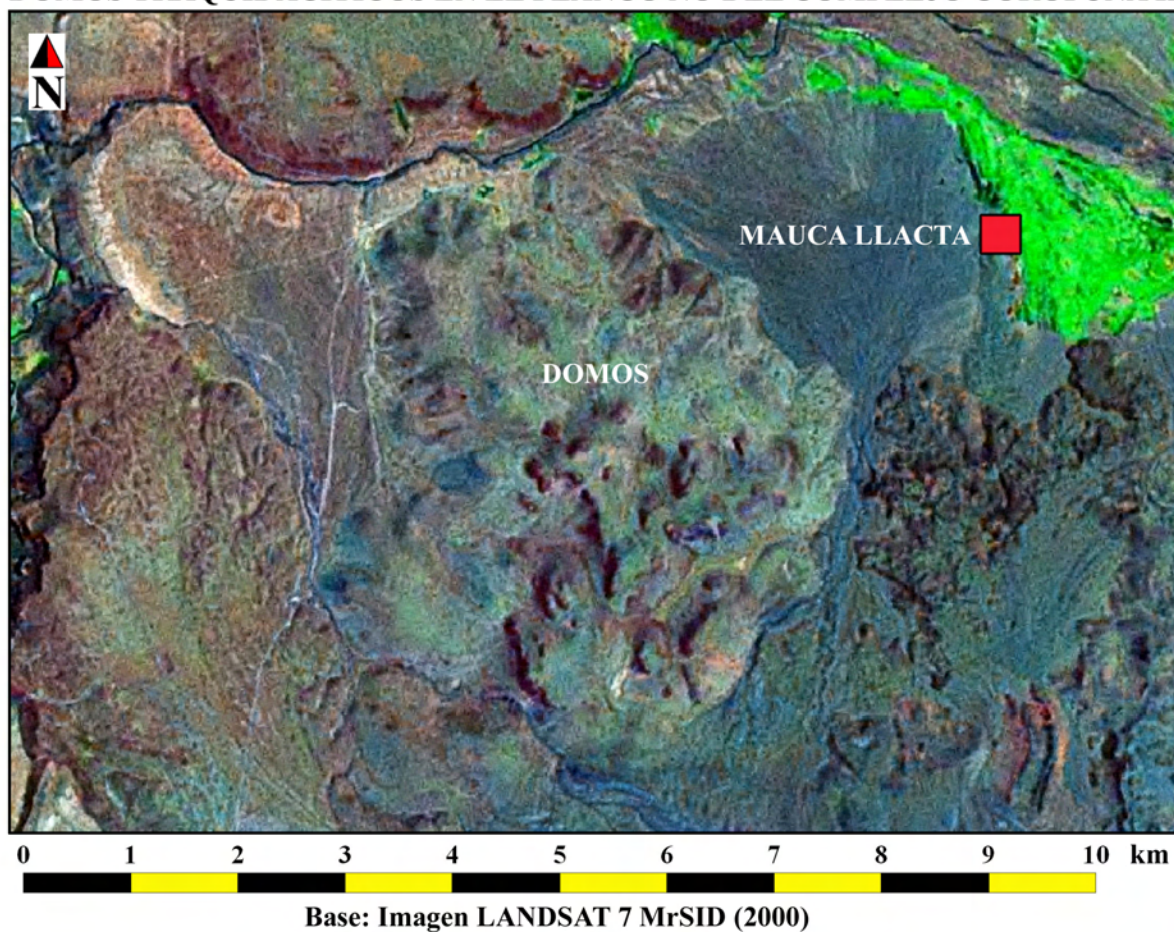
La figura 2.164 es una panorámica de la cabecera de la quebrada Viques, abierta entre dos planezes del complejo Coropuna I. En el fondo del valle pueden distinguirse, parcialmente iluminadas por el Sol, las coladas de lava que fueron emitidas por el complejo Coropuna II durante el periodo eruptivo 3, canalizándose por el interior de esa quebrada.



**Figura 2.164:** panorámica de la cabecera de la quebrada Viques, al SE del complejo Coropuna I, cuyas cumbres aparecen en la parte derecha de la imagen cubiertas de glaciares.

En la imagen de satélite de la figura 2.165 se han señalado los domos traquidacíticos emitidos durante el periodo eruptivo 3 en el flanco NO del complejo Coropuna II, al SO del emplazamiento actual de la localidad de Mauca Llacta.

#### DOMOS TRAQUIDACÍTICOS EN EL FLANCO NO DEL COMPLEJO COROPUNA II



**Figura 2.165:** domos traquidacíticos al SO de Mauca Llacta.



Las interpretaciones de Olschusky & Dávila (1994) y Núñez & Valenzuela (2001) sugieren que durante el periodo eruptivo 3 terminaron de levantarse los edificios del complejo Coropuna II y se produjeron las emisiones de los centros menores Pumaranza y Antapuna. Las dataciones realizadas en esos centros por Olschusky & Dávila (1994) con potasio-argón indicaron cronologías de  $1,30 \pm 0,11$  K-Ar Ma y  $1,02 \pm 0,11$  K-Ar Ma, debiendo considerarse por tanto de época pleistocena.

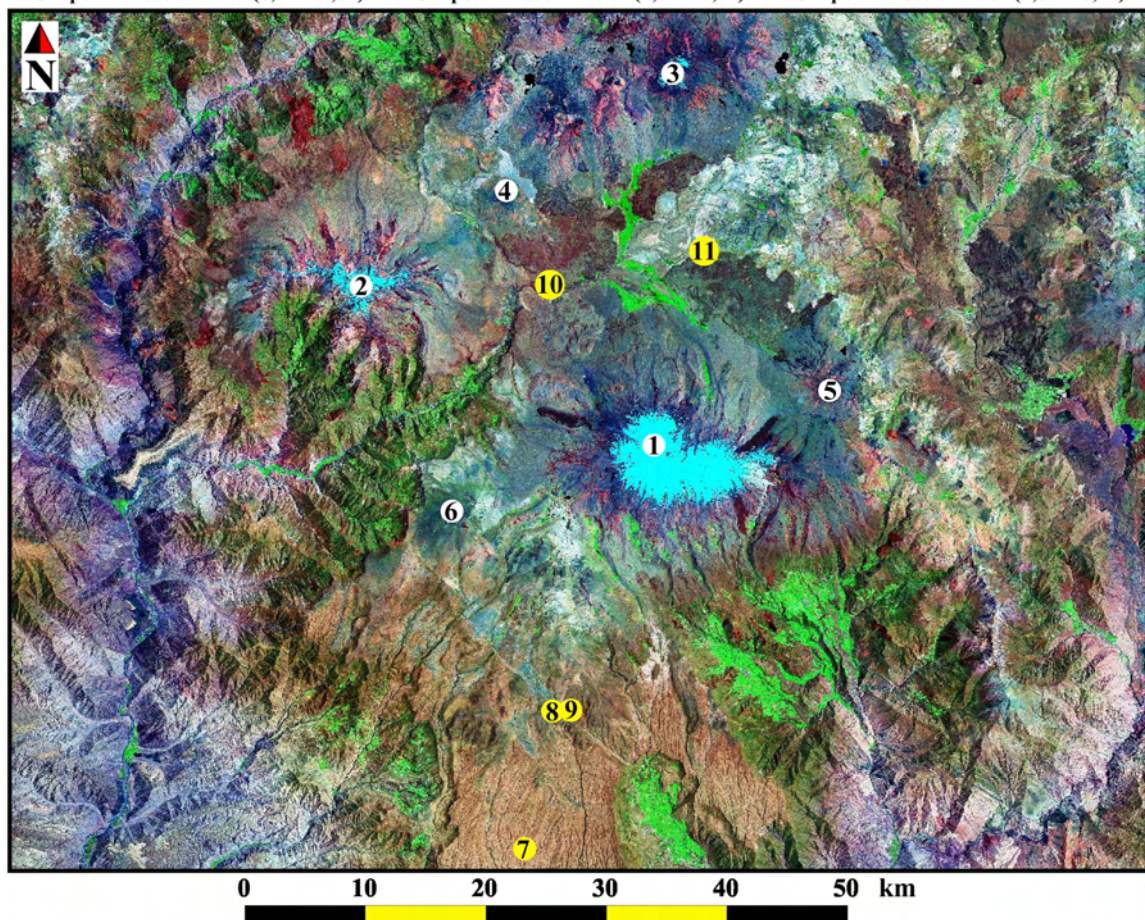
A lo largo de ese periodo también ocurrieron una serie de erupciones en el altiplano que no llegaron a construir edificios volcánicos, cuyas emisiones fueron clasificadas en la cartografía geomorfológica como coladas de lavas fisurales, dentro de la categoría de otras unidades (figura 2.156).

Aunque en la estratigrafía regional el Grupo Barroso superior sobreyace al Grupo Barroso inferior, no se representó en el esquema de la figura 2.157 porque está constituido exclusivamente por emisiones volcánicas del Nevado Firura, que se encuentra 70 km al Norte del Nevado Coropuna, fuera del área comprendida por el mapa geomorfológico.

En la imagen de satélite de la figura 2.166 se ha señalado con símbolos de color blanco la ubicación de los centros volcánicos pliocuaternarios situados en el altiplano del Nevado Coropuna, junto con la localización de las muestras y los resultados de las dataciones radiométricas realizadas por Olschusky & Dávila (1994), que se indican en color amarillo.

**CENTROS DE EMISIÓN PLIOCUATERNARIOS: 1. Nevado Coropuna · 2. Nevado Solimana  
3. Nevado Firura · 4. Cerro Antapuna A · 5. Cerro Pumaranza · 6. Cerro Antapuna B**

**DATAIONES RADIOMÉTRICAS (K-Ar ma) : 7. Formación Huayllas ( $13,8 \pm 0,3$ ) · 8. Grupo Barroso inferior ( $13,8 \pm 0,3$ )  
9. Grupo Barroso inferior ( $0,54 \pm 0,09$ ) · 10. Grupo Barroso inferior ( $1,02 \pm 0,11$ ) · 11. Grupo Barroso inferior ( $1,30 \pm 0,11$ )**



Base: imagen registrada por el satélite LANDSAT 7 en el año 2000 (MrSid) · Fuente: <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/>

**Figura 2.166:** imagen de satélite del complejo volcánico Nevado Coropuna con indicación de los centros volcánicos pliocuaternarios y las dataciones radiométricas realizadas por Olschusky & Dávila (1994).



### **Periodo eruptivo 4: erupciones holocenas**

La interpretación de la cartografía geomorfológica del complejo volcánico sugiere que la actividad eruptiva del Nevado Coropuna se detuvo durante el Último Máximo Glacial Regional, coincidiendo con la máxima expansión de las masas de hielo, y se reanudó durante el Holoceno, cuando los glaciares retrocedieron hasta posiciones próximas a las actuales.

Las erupciones holocenas emitieron tres coladas de lava con entre 6 y 9 km de longitud (figura 2.85) y varias decenas de metros de espesor (figura 2.90), que aparecen completamente cubiertas de brechas, tienen un aspecto muy reciente (figura 2.167) y sólo fueron erosionadas por el último avance de los paleoglaciares, en la Pequeña Edad del Hielo.

La interpretación de las cronologías relativas de esas coladas de lava, deducida de su aspecto y el grado de erosión de sus cabeceras, indica que durante el Holoceno la actividad eruptiva ha experimentado una migración desde el edificio NO del complejo Coropuna I, en cuyas vertientes se encuentra la unidad con aspecto más antiguo, hacia el edificio más oriental, que emitió las unidades con apariencia más reciente.

Como ha venido sucediendo desde finales del Plioceno (~1,8 Ma), las fases eruptivas holocenas también parecen haber sido de naturaleza vulcaniana. Esa hipótesis es coherente con la morfología de las coladas de lava, las características de la capa de piroclastos de caída que se extiende en la vertiente septentrional por delante de las morrenas atribuidas al Último Máximo Glacial Regional (figura 2.168) y la existencia de decenas de bloques de grandes dimensiones aparentemente procedentes de la destrucción del tapón de roca que obstruía la chimenea del edificio oriental durante las erupciones.

En el mapa geomorfológico la capa de piroclastos se designó rampa proglaciar con piroclastos de caída. Sus depósitos son heterométricos, incluyendo cenizas ( $\phi < 4$  mm), lapilli ( $\phi = 4-32$  mm) y bombas ( $\phi = 32-120$  mm) intercaladas entre los distintos niveles (figura 2.168). Aunque por una cuestión de escala los bloques procedentes de la destrucción del tapón de lava no se representaron en la cartografía geomorfológica, fueron ampliamente documentados durante el trabajo de campo mediante la realización de fotografías (figura 2.169) y la determinación de sus coordenadas empleando un GPS.



**Figura 2.167:** colada de lava holocena de la quebrada Queñua Ranra, en el cuadrante NE del Nevado Coropuna.





**Figura 2.168:** detalle de un corte en la rampa proglaciar cubierta de piroclastos cartografiada en la vertiente septentrional del Nevado Coropuna, cuyo edificio NO aparece en el horizonte cubierto de hielo y nieve.



**Figura 2.169:** bloque lanzado durante la erupción vulcaniana que emitió la colada de lava holocena de la quebrada Queñua Ranra.



## **FORMAS GLACIARES**

Además de la superficie de las masas de hielo en 2007 (47 km<sup>2</sup>), 1986 (54 km<sup>2</sup>) y 1955 (56 km<sup>2</sup>), el resto de unidades de origen glaciar representadas en la cartografía geomorfológica son arcos morrénicos frontales, cordones morrénicos laterales y el área máxima alcanzada por los paleoglaciares durante el Último Máximo Glacial Regional (502,015 km<sup>2</sup>), cuya delimitación se basó en la distribución de las morrenas atribuidas a ese periodo. Atendiendo a su posición relativa y a la interpretación de todo el conjunto, en la leyenda del mapa las formas morrénicas se clasificaron en cinco categorías:

- **Pequeña Edad del Hielo:** morrenas depositadas por el último avance de los paleoglaciares.
- **Fases neoglaciales:** morrenas generadas por los reavances anteriores a la Pequeña Edad del Hielo y posteriores la última máxima expansión glaciar.
- **Último Máximo Glacial Regional:** morrenas formadas por el último máximo avance.
- **Fases anteriores al Último Máximo Glacial Regional:** morrenas atribuidas a los periodos de expansión previos al último máximo avance de las masas de hielo.

En los siguientes apartados se van a explicar esas categorías, siguiendo un orden cronológico y presentando algunos ejemplos de las formas documentadas durante el trabajo de campo.

### **Formas morrénicas anteriores al Último Máximo Glacial Regional**

La mayor parte de los cordones morrénicos laterales y arcos morrénicos frontales atribuidos a fases de avance anteriores a la última máxima expansión glaciar están emplazados sobre los *planezes* de la vertiente meridional del complejo volcánico. La asignación de su cronología relativa, que confirmaron las dataciones absolutas que se expondrán en el capítulo 5, se basó en considerar que las morrenas tuvieron que ser depositadas con anterioridad a la excavación hasta su profundidad actual de los valles abiertos en el perímetro de los *planezes*. Las dimensiones de los escarpes septentrionales de esas unidades habrían impedido desde entonces el acceso de los paleoglaciares a esas vertientes.

En el mapa también aparecen otras morrenas que por su contexto geomorfológico fueron clasificadas en la misma categoría. En el sector NO del complejo volcánico, cerca del barranco del río Arma, y en el cuadrante NE del área cartografiada. Durante esas fases de avance las masas de hielo alcanzaron una altitud mínima de 3627 m, en la que se encuentran los arcos morrénicos cartografiados al NO de la localidad de Viraco (figura 2.170).



**Figura 2.170:** formas alomadas correspondientes a los arcos morrénicos cartografiados al NO de Viraco.

### **Formas morrénicas del Último Máximo Glacial Regional**

Los cordones morrénicos laterales y arcos morrénicos frontales asignados al Último Máximo Glacial Regional están representados en todas las vertientes del Nevado Coropuna, produciéndose una diferencia significativa al Norte y al Sur del complejo volcánico.

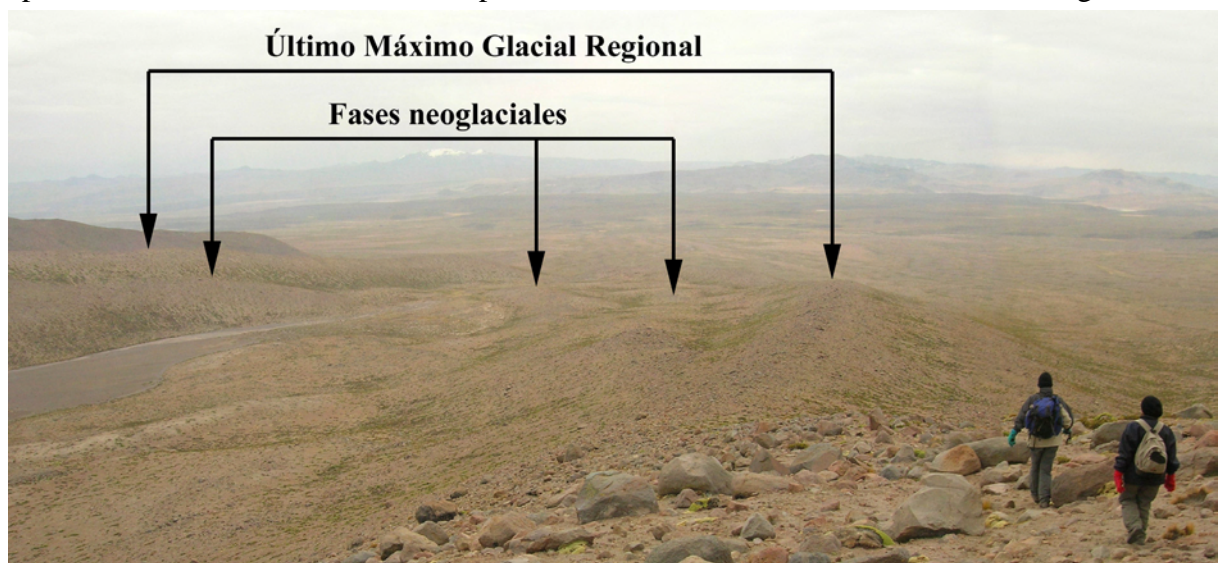
- En la vertiente meridional las morrenas se depositaron o se han conservado mayoritariamente en los escarpes de las profundas quebradas que se abren entre los *planezes*.
- En el flanco septentrional, donde el encajamiento de la red de drenaje no ha generado incisiones con esa magnitud, las divisorias de los valles glaciares están formadas por los cordones morrénicos laterales depositados durante esa fase por el último máximo avance de las masas de hielo.

Las morrenas que representan la altitud mínima alcanzada por los paleoglaciares (3700 m) en el Último Máximo Glacial Regional se encuentra en el sector SE del complejo volcánico, en la salida de la quebrada Cospanja, al NO de la localidad de Viraco.

### **Formas morrénicas de las fases neoglaciales**

En el intervalo de altitud comprendido entre las formas morrénicas del Último Máximo Glacial Regional y la Pequeña Edad del Hielo se han cartografiado varios cientos de unidades que constituyen el registro geomorfológico de los reavances que experimentaron los paleoglaciares entre ambas fases. La mayor parte de esas unidades, clasificadas en la leyenda del mapa como formas neoglaciales, están en el cuadrante NE del complejo volcánico, donde se han detectado hasta diez episodios diferentes. La unidad que se encuentra a menor altitud (3971 m) está en la vertiente Sur, en un escarpe del *planeze* del cerro Ayrampituyoc, al NE de la localidad de Machahuay, representando la cota mínima que alcanzaron las masas de hielo durante los reavances neoglaciales.

La figura 2.171 es una fotografía del sector inferior de la quebrada Santiago, en el cuadrante NE del Nevado Coropuna, donde se detectó la presencia de la mayor cantidad de generaciones de formas morrénicas neoglaciales. En la fotografía se han señalado los dos cordones morrénicos laterales correspondientes al Último Máximo Glacial Regional y otros que por aparecer dentro de la artesa definida por los anteriores fueron atribuidos a fases neoglaciales.



**Figura 2.171:** formas morrénicas atribuidas al Último Máximo Glacial Regional y a fases neoglaciales en la quebrada Santiago.



### **Formas morrénicas de la Pequeña Edad del Hielo**

Los cordones morrénicos laterales y arcos morrénicos frontales generados por el último avance de los paleoglaciares, en la Pequeña Edad del Hielo, aparecen en las cabeceras de todas las quebradas del complejo volcánico (figuras 2.172 y 2.173) por delante de los frentes de los glaciares actuales, en un intervalo comprendido entre 6300 m y 4735 m de altitud. El límite superior de dicho intervalo esta representado por un cordón morrénico frontal situado en la vertiente SE del área de cumbres del edificio más oriental del Nevado Coropuna, y el inferior por los cordones morrénicos laterales que se encuentran en la quebrada Tuailqui, en el sector SO del complejo volcánico



**Figura 2.172:** vista de la cabecera de la quebrada Queñua Ranra, en el cuadrante NE del Nevado Coropuna, en la que se indica la situación de un arco morrénico frontal correspondiente a la Pequeña Edad del Hielo. Como referencia de la escala se ha señalado la silueta de una persona que se encuentra en la cresta de la morrena. Fotografía realizada por Jesús Alcalá (Universidad Complutense de Madrid).



**Figura 2.173:** arcos morrénicos frontales generados en la Pequeña Edad del Hielo en la cabecera de la quebrada Pallarcocha (vertiente occidental del Nevado Coropuna).



## **FORMAS PERIGLACIARES**

Las formas periglaciares delimitadas en el mapa geomorfológico incluyen dos categorías:

- **Escarpes rocosos supraglaciares afectados por gelifracción:** laderas de las cabeceras de los valles glaciares que no fueron afectadas por las masas de hielo porque sus elevadas pendientes impiden la acumulación y conservación de la nieve.
- **Glaciares rocosos, conos de derrubios y taludes de gelifractos:** conjunto de formas que debido a sus dimensiones no pudieron ser diferenciadas entre sí mediante la interpretación de fotografías aéreas, ortofotos o imágenes de satélite, salvo cuando se trataba de unidades suficientemente grandes o se comprobó su identidad durante las campañas de trabajo de campo. La cartografía geomorfológica demuestra que preferentemente presentan una orientación SO.

La figura 2.174 es una panorámica de la cabecera de la quebrada Cospanja, que se encuentra inmediatamente hacia el Este del área de cumbres del Nevado Coropuna. Las formas alomadas emplazadas en la base de los escarpes supraglaciares son un grupo de glaciares rocosos que fueron cartografiados en esa posición en el mapa geomorfológico.



**Figura 2.174:** escarpes supraglaciares y glaciares rocosos en la cabecera de la quebrada Cospanja.

En la fotografía de la figura 2.175 aparece la vertiente oriental de la quebrada Cospanja, a 3 km de distancia vertiente abajo de la cabecera del valle (figura 2.175). La ladera constituye el límite NO de uno de los *planezes* del sector suroriental del complejo volcánico. En su parte inferior se distingue una serie de taludes de gelifractos y conos de derrubios delimitados en ese lugar en la cartografía geomorfológica, constituidos por materiales procedentes de los escarpes de la parte superior.



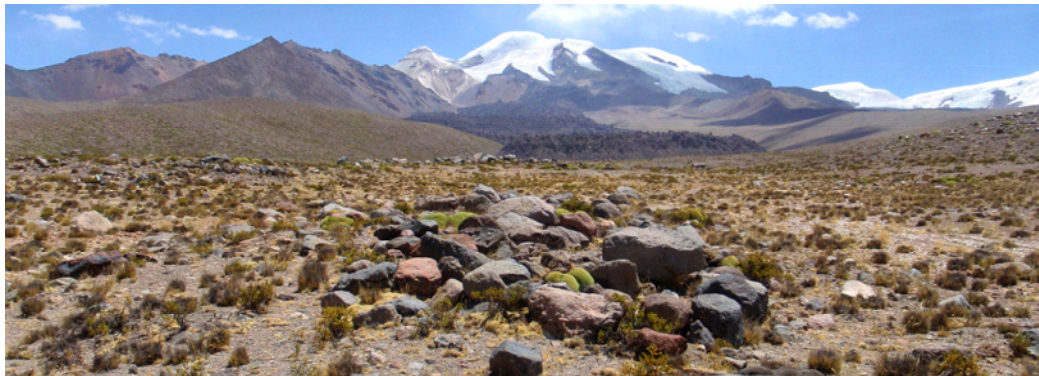
**Figura 2.175:** taludes de gelifractos y conos de derrubios en la vertiente oriental de la quebrada Cospanja.

## **FORMAS HIDROVOLCÁNICAS**

En esta categoría se incluyeron los depósitos de los lahares generados por las erupciones que emitieron las coladas de lavas holocenas, como consecuencia de la fusión repentina de una parte de las masas de hielo y la consiguiente removilización del material de las vertientes de los edificios volcánicos. Como puede comprobarse en la vista tridimensional del Nevado Coropuna que se presentó en la figura 2.85, cada una de las tres coladas de lava de época holocena tiene asociado su propio depósito lahárico.

Debido a su mayor antigüedad, el que se encuentra vinculado con el derrame de lava emitido por el edificio NO del complejo volcánico está parcialmente dismantelado por el drenaje proglaciar. Sin embargo, en el caso de los que fueron depositados más recientemente, durante las erupciones que expulsaron las coladas de lava que se canalizaron por el interior de las quebradas Queñua Ranra y Cospanja (al Norte y al Sur del edificio oriental), todavía puede reconocerse su conexión con el área fuente de los lahares.

Los depósitos del lahar de Queñua Ranra (figura 2.176) tienen un carácter heterométrico, incluyen bloques de grandes dimensiones procedentes de la cabecera de la quebrada y aparecen parcialmente cubiertos por piroclastos de caída, probablemente emitidos durante las mismas erupciones. Los depósitos del lahar de Cospanja (figura 2.177) presentan una mayor homogeneidad granulométrica y están constituidos en su totalidad por alteritas procedentes de las vertientes del edificio que emitió la colada de lava, que se encuentran intensamente afectadas por procesos hidrotermales. A causa de los colores amarillentos de las alteritas, el depósito lahárico de la quebrada Cospanja puede identificarse fácilmente en fotografías aéreas e imágenes de satélite, a diferencia del que se encauzó por la quebrada Queñua Ranra, enmascarado por el recubrimiento piroclástico.



**Figura 2.176:** depósitos laháricos en el fondo de la quebrada Queñua Ranra.



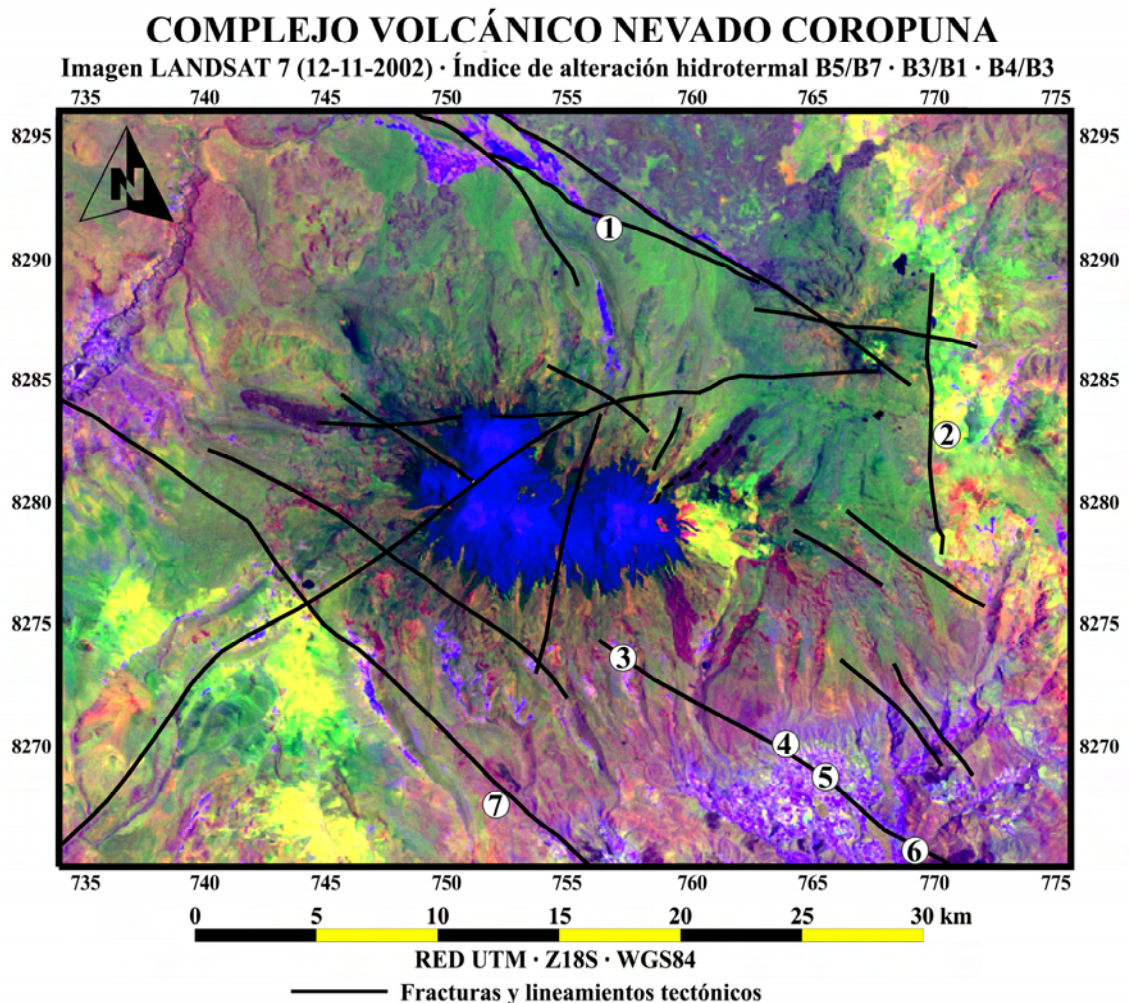
**Figura 2.177:** depósitos laháricos en el fondo de la quebrada Cospanja.



## **TECTÓNICA E HIDROTERMALISMO**

Además de mediante la delimitación de las formas a cuya explicación se han dedicado los anteriores apartados, el mapa geomorfológico se completó representando las fracturas y lineamientos tectónicos y las fuentes hidrotermales. Las surgencias fueron clasificadas de esa manera siguiendo un criterio habitualmente empleado en estudios geoquímicos, según el cual se consideran aguas termales las que se caracterizan porque su temperatura supera los 15°C (Catalán, 1968). Como el afloramiento de las aguas termales se produce a favor de discontinuidades tectónicas, ambas cuestiones están estrechamente vinculadas entre sí. En el Nevado Coropuna la alteración hidrotermal desempeña un importante papel geomorfológico, porque prepara las rocas para la actuación posterior de los agentes y procesos morfogenéticos y constituye un geoindicador de la actividad volcánica y la presencia de lineamientos tectónicos, conjuntamente con la naturaleza y distribución espacial de las fuentes hidrotermales.

La figura 2.178 es una imagen del satélite LANDSAT 7 que se reclasificó aplicando un índice de alteración hidrotermal estandarizado, consistente en generar tres capas diferentes mediante el cálculo automático de cocientes de las bandas 1, 3, 4, 5 y 7, según se indica en la leyenda. Mediante la superposición de las capas obtenidas la imagen representa con colores amarillentos el grado de hidrotermalización que afecta al roquedo del territorio. Sobre la imagen se han representado las discontinuidades tectónicas cartografiadas en el mapa geomorfológico y la localización de las fuentes hidrotermales.



Fuentes hidrotermales: 1. Huamani Loma · 2. Pucaylla · 3. Buena Vista E · 4. Viques · 5. Collpa · 6. Acopallpa · 7. Antauro

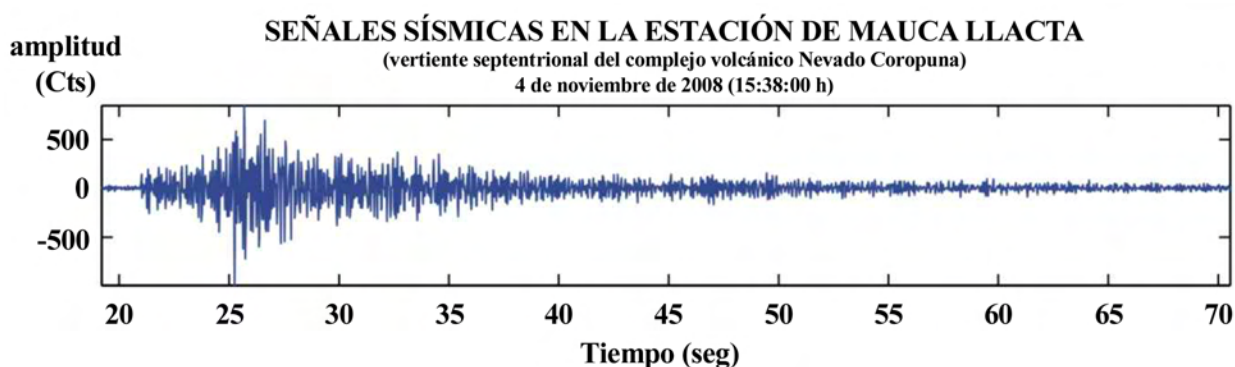
**Figura 2.178:** imagen de satélite del complejo volcánico Nevado Coropuna reclasificada mediante la aplicación de un índice de alteración hidrotermal.

Aunque anteriores trabajos de investigación se ocuparon de la tectónica (Núñez & Valenzuela, 2001; Olschusky & Dávila, 1994) y las fuentes hidrotermales (Núñez & Valenzuela, 2001) del Nevado Coropuna, lo cierto es que ambos aspectos permanecen todavía insuficientemente conocidos.

Durante la campaña de trabajo de campo que se realizó en noviembre de 2008 en colaboración con un geoquímico y un geofísico del Grupo de Vulcanología del Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico de Perú (INGEMMET), se realizaron observaciones sobre esas cuestiones mediante la localización y recogida de muestras de las fuentes hidrotermales y la instalación provisional de sismógrafos. Los resultados de esa campaña constituyen sólo una aproximación preliminar al problema, que debería abordarse en el futuro mediante el desarrollo de observaciones sistemáticas.

No obstante se localizaron nuevas fuentes en la quebrada Buena Vista Este (en el sector SE del Nevado Coropuna), se confirmó el carácter hidrotermal de las surgencias de agua cartografiadas por Núñez & Valenzuela (2001), en las que se registraron temperaturas comprendidas entre 16 y 49°C, y se comprobó que la actividad tectónica en el complejo volcánico es relevante, además de detectar la presencia de dos lineamientos que no fueron señalados por Núñez & Valenzuela (2001) y Olschusky & Dávila (1994). La existencia del primer lineamiento se dedujo de la alineación en una misma dirección NOSE de las surgencias de Acopallpa (2323 m y 48,3°C), Collpa (3247 m y 29,4°C), Viques (3584 m y 26,0°C) y Buena Vista Este (4563 m y 50,2°C). El segundo lineamiento tectónico se identificó por la presencia de una vía de hidrotermalización preferente con dirección NS inmediatamente al Oeste de la fuente de Pucaylla (figura 2.178).

La figura 2.179 representa las señales sísmicas de un movimiento tectónico detectado por el sismógrafo que se instaló durante 15 días en la localidad de Mauca Llacta, que se encuentra a 4420 m de altitud en el sector NO del complejo volcánico. El gráfico es una versión modificada del que elaboró por Domingo Ramos, geofísico del Grupo de Vulcanología de INGGMMET.



**Figura 2.179:** señales sísmicas detectadas en la localidad de Mauca Llacta el 4 de noviembre de 2008.

Los lineamientos cartografiados en el mapa geomorfológico presentan una disposición ortogonal, con dos direcciones principales (NOSE y SONE) coherentes con las directrices de la tectónica regional. Las discontinuidades tectónicas deben haber desempeñado un importante papel en el deslizamiento del altiplano hacia el SE, el acceso del magma a la superficie y la subsidencia diferencial de los bloques en los que está compartimentado el complejo volcánico, como consecuencia del peso de las emisiones volcánicas acumuladas desde el Plioceno final. Como se discutirá en el capítulo 3, la evolución de los paleoglaciares en la vertiente septentrional del Nevado Coropuna durante el Último Máximo Glacial Regional estuvo controlada por esos movimientos relativos de los bloques.



La figura 2.180 es una panorámica del sector oriental del altiplano sobre el que se levanta el núcleo central de edificios del Nevado Coropuna (complejo Coropuna II). En el horizonte se eleva la alineación de cumbres del cerro Pucaylla (5238 m), que probablemente se trate de un escarpe de línea de falla relacionado con la subsidencia del complejo volcánico a favor del lineamiento tectónico con dirección NS que se dedujo de la distribución espacial de los procesos de alteración hidrotermal (figura 2.180).



**Figura 2.180:** panorámica del altiplano oriental del Nevado Coropuna.

En la fotografía de la figura 2.181, realizada durante las tareas de recogida de muestras de la surgencia de Pucaylla, pueden observarse los efectos producidos por la alteración hidrotermal en las vertientes que se interpretaron como un escarpe de línea de falla. Como consecuencia de esos procesos las laderas han adquirido una coloración muy característica, contrastando con el aspecto grisáceo de la superficie del altiplano localizada al Oeste de esa posición, que aparece en primer plano en la vista panorámica de la figura 2.180.



**Figura 2.181:** fuente hidrotermal de Pucaylla.



Además de los procesos de alteración hidrotermal que afectan a amplios sectores del territorio representado en el mapa geomorfológico (figuras 2.178, 2.180 y 2.181), otras evidencias detectadas durante la campaña de trabajo de campo desarrollada en noviembre de 2008 también sugirieron la existencia de una intensa actividad endógena en la región del Nevado Coropuna: la temperatura del suelo (figura 2.182), el afloramiento de gases (figura 2.183) y la formación de concreciones de precipitados en torno a las surgencias hidrotermales (figura 2.184). El análisis de los registros sistemáticos realizados por los termómetros instalados durante el presente trabajo de investigación en la quebrada Queñua Ranra, en el sector NE del complejo volcánico, corroboró la intensidad del calor geotérmico y permitió examinar su evolución en diferentes niveles altitudinales durante el periodo de un año, con los procedimientos y resultados que serán presentados y discutidos en el capítulo 4.



**Figura 2.182:** termómetro instalado momentáneamente en el suelo, en un sector a la sombra junto a la fuente termal de Acopallpa, registrando una temperatura de 37,4°C.



**Figura 2.183:** fuente hidrotermal de Acollpa, con un aspecto burbujeante debido al afloramiento de gases.





**Figura 2.184:** fuente hidrotermal de Acopallpa, con abundante presencia de concreciones formadas por precipitación química.

## 2.5. CONCLUSIONES

En este capítulo se ha realizado una caracterización geomorfológica de la región del Nevado Coropuna, mediante la presentación de los siguientes instrumentos de análisis:

- 1) Una descripción exhaustiva de los factores tectónicos, volcánicos y climáticos que controlan el modelado del relieve y sus efectos en el territorio.
- 2) Los pisos bioclimáticos y morfoclimáticos que explican la distribución territorial de las condiciones ambientales y los agentes y procesos morfogenéticos.
- 3) Una cartografía geomorfológica del complejo volcánico que incluye la delimitación de la extensión de las masas de hielo en 2007, 1986 y 1955, la diferenciación de formas de origen volcánico, glaciario, periglaciario e hidrovulcánico y el establecimiento de sus cronologías relativas.

Con esas herramientas se abordó la discusión de la que se dedujeron las conclusiones que se van a presentar en los siguientes apartados.

### 2.5.1. Factores que controlan el modelado del relieve

#### 2.5.1.a) Factores tectónicos

La estructura de la cordillera de los Andes Centrales es el resultado de la colisión de la placa de Nazca con la placa de Suramérica, que a causa de su diferencia de densidad se resuelve mediante la subducción de la litosfera oceánica por debajo del continente. Desde un punto de vista geomorfológico ese contexto tectónico tiene tres consecuencias principales:

- 1) El profundo encajamiento de la red de drenaje y la activación de una eficaz dinámica de laderas.
- 2) La duración y extensión de las glaciaciones.
- 3) El gran acortamiento y el elevado espesor de la corteza continental y la aparición del altiplano entre la cordillera occidental y la cordillera oriental.

#### Tectónica, red de drenaje y dinámica de laderas

Impulsados por el levantamiento de la cordillera los colectores principales de la región del Nevado Coropuna han cortado el altiplano generando valles que se han encajado hasta alcanzar varios miles de metros de desnivel con respecto a las cumbres que los enmarcan. La intensa actividad tectónica, en presencia de una estructura muy favorable, también se ha traducido en el frecuente desencadenamiento de deslizamientos en las vertientes de las quebradas.

El encajamiento de la red de drenaje y la dinámica de laderas, junto con el acceso o el desarrollo de las emisiones volcánicas en el interior de los valles, actúan en sentidos opuestos, generando un ciclo de episodios de obturación e incisión fluvial cuyos efectos han sido ampliamente documentados en el Colca.

A lo largo de su recorrido ese río discurre por estrechos y profundos cañones alternando con tramos en los que los episodios de relleno han formado amplios fondos de valle, que rápidamente vuelven a ser disectados por la incisión fluvial.



### **Tectónica y glaciaciones**

La tectónica ha influido de dos maneras en la distribución y duración de las glaciaciones (Clapperton, 1993):

- 1) Levantando sincrónica o diacrónicamente los territorios por encima del nivel de la paleoELA regional, poniéndolos en disposición de acoger la instalación y desarrollo de masas de hielo. No obstante las evidencias procedentes de otras regiones de los Andes Centrales indican que los glaciares pueden haber estado presentes desde el Plioceno (Clapperton, 1979), y la influencia de la tectónica en su distribución tiene que haber estado siempre supeditada a la evolución del clima, que cambia con mayor frecuencia y rapidez que se produce el levantamiento de la cordillera.
- 2) El levantamiento de la cordillera oriental conformó una barrera orográfica que se opone al avance de las masas de aire húmedo procedentes de la cuenca del Amazonas. Por ese motivo las precipitaciones se reducen progresivamente hacia el Oeste y hacia el Sur de los Andes Centrales, y las ELAs y paleoELAs se incrementan en el mismo sentido. Ese hecho afecta profundamente a la dinámica de las masas de hielo, que presenta considerables diferencias regionales en función de las variaciones espaciales de la aridez del clima.

### **El acortamiento y espesor de la corteza continental y el origen del altiplano**

A causa de la intensidad del empuje del fondo oceánico el régimen tectónico es predominante compresivo en la mayor parte de los Andes Centrales, y ha producido un acortamiento cortical de varios cientos de kilómetros. Las condiciones por debajo del orógeno favorecen el desarrollo de intrusiones magmáticas, que en ese contexto tectónico quedan retenidas en sectores relativamente próximos a la superficie generando plutones. La repetición de nuevas intrusiones con el mismo resultado a lo largo de millones de años ha producido una acumulación de plutones que ha contribuido a incrementar el espesor de la corteza continental. La superficie del altiplano es el resultado del modelado sobre esa estructura de sucesivas superficies de arrasamiento, durante las fases de calma que han interrumpido los pulsos tectónicos que han levantado la cordillera.

La presencia del altiplano también ha desempeñado un importante papel en la extensión de los paleoglaciares, en función de su conexión topográfica con áreas de cumbres más elevadas y la localización en cada momento de la paleoELA por encima o por debajo del nivel altitudinal de la meseta. Dependiendo de esos factores el enfriamiento tuvo diferentes consecuencias en distintos sectores del altiplano:

- 1) En unos casos se formaron campos de hielo como consecuencia de la confluencia de paleoglaciares alóctonos, procedentes de áreas de cumbres más elevadas.
- 2) Donde el altiplano estaba aislado topográficamente de las vertientes de las montañas de los alrededores los campos de hielo fueron generados por la diagénesis de nieve acumulada '*in situ*'.
- 3) Cuando la paleoELA se elevaba ligeramente sobre el nivel del altiplano se generaron campos de nieve semipermanentes desde los que las acciones redistribuidoras protagonizadas por el viento abastecían masas de hielo situadas en enclaves próximos, donde las condiciones topoclimáticas todavía eran favorables para su conservación.

El primer caso se documentó en el altiplano de Pampa Pucaylla, que se extiende en la base del Nevado Coropuna. El segundo y el tercero en el altiplano de Pata Pampa, al Este del complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca.

### **2.5.1.b) Factores volcánicos**

La caracterización de los factores volcánicos que controlan el modelado del relieve consistió en el análisis de cuatro cuestiones fundamentales:

- 1) El contexto tectónico y distribución del vulcanismo en la cordillera de los Andes.
- 2) Los procesos endógenos relacionados con la naturaleza de la actividad volcánica.
- 3) Los diferentes tipos de vulcanismo presentes en la región del Nevado Coropuna.
- 4) Las relaciones entre procesos volcánicos y glaciares.

#### **Contexto tectónico y distribución del vulcanismo en la cordillera de los Andes**

La geometría de la subducción presenta notables variaciones a lo largo del margen occidental de Suramérica que están causadas por el impacto de las dorsales asísmicas con el continente.

Los factores tectónicos y volcánicos se encuentran íntimamente relacionados entre sí, porque el ángulo de subducción controla la distribución del vulcanismo en la cordillera occidental (Stern, 2004). Donde la subducción es plana ( $<10^\circ$ ) el vulcanismo está ausente, y donde es suficientemente inclinada ( $>25^\circ$ ) la cordillera aparece salpicada por centros poligenéticos y complejos monogenéticos de edad neógena.

Dependiendo del contexto en el que se encuentran la actividad de esos volcanes ha sido de moderada a bastante explosiva desde el Plioceno ( $\sim 5,3$  Ma), aunque las gruesas capas de ignimbritas que culminan a techo la serie estratigráfica del altiplano reflejan la ocurrencia anterior de periodos aún más explosivos, en la segunda mitad del Mioceno (desde  $\sim 13,0$  Ma).

Durante el Neógeno el vulcanismo se ha localizado en cuatro regiones de la cordillera:

- Zona Volcánica del Norte.
- Zona Volcánica Central.
- Zona Volcánica del Sur.
- Zona Volcánica Austral.

El Nevado Coropuna se encuentra en el extremo Norte del sector septentrional de la Zona Volcánica Central, coincidiendo con un ángulo de subducción de  $30^\circ$  (Barazangi & Isacks, 1976; Mégard & Philip, 1976), el más elevado del margen de colisión continental, en clara relación con la distorsión generada por la subducción de la dorsal asísmica de Nazca.

#### **Procesos endógenos relacionados con la naturaleza de la actividad volcánica**

El control que la geometría de la subducción ejerce en la distribución del vulcanismo se debe a que sólo cuando es bastante inclinada puede producirse una transferencia de humedad desde la corteza oceánica hacia el sector superior del manto comprendido entre la placa subducida y la litosfera continental. En la actualidad se considera que ese proceso es el que desencadena los procesos de fusión parcial que originan la formación de magmas por debajo del orógeno.

Como consecuencia de su menor densidad con respecto a su entorno esos magmas adquieren suficiente flotabilidad para intruir la corteza continental a favor de las discontinuidades que la compartimentan. La evolución de las intrusiones magmáticas depende del régimen tectónico y la velocidad con la que se desarrollan:

- Donde el régimen tectónico ha sido demasiado compresivo las intrusiones se detuvieron en niveles relativamente próximos a la superficie sin acceder al exterior. En ese caso el magma quedó almacenado y se enfrió lentamente formando plutones, que han contribuido a incrementar el espesor de la corteza continental.
- En el borde del altiplano y en el fondo de los profundos valles que lo disectan, la distensión tectónica ha permitido el afloramiento de magmas y la aparición de centros volcánicos.

Dependiendo de relación que se establece en cada caso entre la densidad del magma y la de la roca caja, así como de la estructura del sector de la corteza intruido, el vulcanismo que se desarrolla en superficie es de diferente naturaleza.

- Si esos factores favorecen un ascenso rápido del magma, sin que llegue a constituirse una cámara magmática, el vulcanismo es poco explosivo y origina centros monogenéticos.
- Cuando el magma se detiene y queda almacenado en una cámara puede evolucionar durante decenas o cientos de miles de años y alimentar una actividad de moderada a muy explosiva, interrumpida por prolongados periodos de calma, que genera centros poligenéticos.

### **Tipos de vulcanismo de la región del Nevado Coropuna**

El reconocimiento de la morfología de los edificios volcánicos en el trabajo de campo y en el laboratorio ha permitido documentar una amplia gama de erupciones:

- Se han identificado centros donde la actividad se ha desarrollado exclusivamente en forma de erupciones strombolianas, en los complejos monogenéticos del Valle de los Volcanes, Pampa Uchupampa y el valle alto del Sigwas.
- El mismo caso pero con un vulcanismo más explosivo se ha detectado en el Nevado Coropuna y el Chachani, donde la perduración de una actividad predominantemente vulcaniana ha tenido como consecuencia el crecimiento lateral de amplios complejos constituidos por varios edificios volcánicos construidos a base de coladas de lava.
- En el Misti la actividad ha sido más frecuente, variada y notablemente más explosiva, presentando morfologías atribuibles a eventos vulcanianos, peleanos y plinianos, en la cima de un edificio de forma piramidal con sus vertientes recubiertas de fragmentos líticos y depósitos de flujos piroclásticos.
- La explicación del origen de los gruesos depósitos ignimbríticos presentes en la región precisa la existencia de calderas volcánicas gigantes que no han sido identificadas todavía de forma concluyente. Una de esas calderas podría encontrarse por debajo del complejo volcánico Chachani (García et al., 1997) y otra en el área actualmente disectada por el valle alto del Colca, cuya presencia justificaría el profundo y rápido encajamiento que ha experimentado ese curso fluvial durante el Pleistoceno.



### **Vulcanismo y glaciación**

En relación con este tema se trataron tres aspectos de interés:

- 1) La altitud de los edificios volcánicos y el área de distribución de los glaciares.
- 2) El desencadenamiento de lahares como consecuencia de la fusión repentina de una parte de las masas de hielo, por causas volcánicas, tectónicas o climáticas.
- 3) Las coladas de lava y el registro geomorfológico de la evolución de los glaciares.

Al igual que la tectónica el vulcanismo también ha desempeñado un importante papel en la distribución de las glaciaciones pliocuaternarias, permitiendo la instalación de las masas de hielo en los edificios suficientemente elevados o impidiendo su desarrollo donde el calor geotérmico del suelo y la frecuencia de la actividad eruptiva ha imposibilitado la conservación de la nieve y su transformación en hielo.

- En el Misti no se ha detectado la presencia de evidencias geomorfológicas que confirmen la presencia de paleoglaciares durante el Cuaternario, a pesar de superar ampliamente la altitud de áreas próximas donde estuvieron presentes las masas de hielo. Los registros sistemáticos de la temperatura del suelo realizados por los sensores instalados durante el presente trabajo de investigación han demostrado que el calor geotérmico es notablemente elevado en ese estratovolcán, habiéndose atribuido a esa causa la ausencia de masas de hielo (Palacios et al., 2009).
- En el Nevado Coropuna se ha documentado la presencia de lahares sinvolcánicos de fusión generados por las tres erupciones que emitieron coladas de lava durante el Holoceno. Aunque ese tipo de lahares implicaron la removilización de volúmenes de material considerablemente más grandes están vinculados con la actividad volcánica, y presentan por esa razón un periodo de recurrencia relativamente prolongado.
- Las evidencias geomorfológicas documentadas durante el trabajo de campo, en forma de canales laháricos con sus correspondientes *levées*, demuestran que los lahares postvolcánicos de fusión son mucho más habituales, en relación más que probable con desprendimientos de las masas de hielo vinculados con la frecuencia de la actividad sísmica y la tendencia al calentamiento global. A pesar de tratarse de eventos de menor magnitud los lahares de ese tipo representan una amenaza para las poblaciones de la vertiente Sur del complejo volcánico que debería tenerse en consideración. Aunque los eventos recientes han quedado por el momento restringidos a sectores relativamente elevados de las quebradas, el volumen de agua almacenada en los glaciares implica la amenaza de que ese tipo de procesos puedan afectar en el futuro a las poblaciones que se encuentran en sus vías potenciales de evacuación, a tan sólo algunos km de distancia vertiente abajo.
- La caracterización de los factores volcánicos se completo analizando los procesos que producen la brechificación que caracteriza a las coladas de lava de época holocena, que no han sido afectadas por la expansión glacial, y los efectos que tiene el paso de las masas de hielo sobre esas unidades. El interés de esos aspectos residió en la necesidad de comprender dichos procesos para poder interpretar en sucesivas etapas de la investigación las evidencias de la evolución de los paleoglaciares, fundamentalmente las que tienen que ver con las fases de deglaciación, que en el complejo volcánico Nevado Coropuna están registradas exclusivamente sobre coladas de lava.

### **2.5.1.c) Factores climáticos**

#### **Características del clima de los Andes Centrales**

El clima de la vertiente del Pacífico de los Andes Centrales está controlado por la temperatura de la superficie del mar, más baja de lo que le correspondería por su latitud como consecuencia de la presencia de la corriente de Humboldt.

Además de un enfriamiento de la temperatura del aire, la corriente marina genera una situación anticiclónica permanente sobre la región y una inversión térmica en un intervalo de altitud entre 700 y 1000 m, bloqueando cualquier posibilidad de que se produzcan precipitaciones. Por ese motivo en la franja comprendida entre la costa y el altiplano se encuentra uno de los desiertos más áridos del planeta, en el que las precipitaciones son prácticamente inexistentes.

En esas condiciones todas las precipitaciones que reciben los Andes Centrales proceden de la cuenca del Amazonas y se concentra en el verano austral, coincidiendo con la migración hacia el Sur de la Zona de Convergencia Inter-Tropical y las invasiones hacia el Norte de las depresiones que estacionalmente se despegan del frente polar antártico.

La cuantía de la precipitación depende en gran medida de la distancia al área fuente, como consecuencia de la desnaturalización que las masas de aire húmedo de componente amazónica experimentan durante su trayectoria, descargando parte de su contenido cuando se elevan sobre la cordillera oriental de los Andes Centrales y avanzan sobre el altiplano.

Aunque a lo largo de su recorrido pueden recargarse por procesos convectivos, los datos de precipitación demuestran que no compensan suficientemente las pérdidas, porque la humedad disminuye progresivamente sobre el altiplano a medida que se aleja la cuenca del Amazonas y se acerca el área fuente de la corriente de Humboldt. La reducción en el mismo sentido de la temperatura de la superficie del mar provoca un reforzamiento térmico de la situación anticiclónica permanente, incrementando la aridez.

La configuración media del clima que se deduce de ese contexto geográfico es afectada periódicamente por los eventos ENSO (El Niño-Oscilación del Sur). Aunque el conocimiento de sus efectos es todavía bastante limitado, el análisis estadístico de series climáticas (Paredes & Espinoza, 2005; Aceituno, 1988; Francou & Pizarro, 1985), observaciones del balance de masa de algunos glaciares (Francou & Sémiond, 1997) y el análisis de la acumulación registrada en los testigos de hielo del glaciar Quelccaya (Thompson et al., 1984), sugieren que en el Sur de Perú y el Oeste de Bolivia producen una marcada reducción de la cuantía de las precipitaciones, sucediéndose prolongados periodos de sequía coincidentes con la ocurrencia de esos fenómenos.

Como consecuencia de la actuación combinada de todos los factores implicados el clima de los Andes Centrales tiene tres características principales, que se han cuantificado mediante la elaboración de diagramas termopluviométricos y bioclimáticos:

- 1) El marcado contraste termopluviométrico existente a ambos lados de la cordillera.
- 2) El descenso de la precipitación desde el altiplano hacia la costa del Pacífico.
- 3) La tendencia de la aridez a incrementarse hacia el Sur y hacia el Oeste de la región.



### 2.5.2. Pisos bioclimáticos

Empleando como bioindicadores la ausencia de vegetación como consecuencia del déficit hídrico o térmico, o su presencia en determinadas facies suficientemente xerófilas o criófilas, se han diferenciado seis pisos bioclimáticos que explican la distribución espacial de las condiciones ambientales en la región del Nevado Coropuna.

<u>Piso morfoclimático</u>	<u>Bioindicadores</u>
Glaciar sin vegetación	Vegetación ausente por déficit térmico
Periglaciar sin vegetación	Vegetación ausente por déficit térmico
Supraforestal	Especies de los géneros <i>Azorella</i> (yareta) y <i>Stipa</i> (ichu)
Templado forestal	Especies del género <i>Polylepis</i> (queñua)
Semiárido sin vegetación	Especies de geófitos, terófitos y cactáceas
Hiperárido sin vegetación	Vegetación ausente por déficit hídrico

### 2.5.3. Pisos morfoclimáticos

Con una estrategia similar se definieron cinco pisos morfoclimáticos que describen como se distribuyen por el territorio los agentes y procesos morfogenéticos. La definición se basó en la identificación de la presencia de geoindicadores, facies geomorfológicas que aparecen exclusivamente en un intervalo altitudinal determinado como consecuencia de la actuación de una combinación característica de agentes y procesos morfogenéticos:

<u>Piso morfoclimático</u>	<u>Geoindicadores</u>
Glaciar	Formas generadas por las masas de hielo
Periglaciar	Formas originadas por los ciclos de congelación y deshielo
Templado forestal	Formas modeladas por la arroyada concentrada
Semiárido	Formas depositadas por la arroyada en manto
Hiperárido	Formas producidas por deflacción y acumulación eólicas

Los límites de los pisos bioclimáticos y morfoclimáticos varían con el tiempo a medida que se transforman las condiciones ambientales, constituyendo por esa razón eficaces indicadores del cambio climático en diferentes escalas. Las evidencias de su evolución en la región del Nevado Coropuna demuestran que durante el Holoceno el clima ha tendido a hacerse más árido y más templado. El área de distribución de los bioindicadores y los geoindicadores está desplazándose hacia cotas cada vez más elevadas, aunque los efectos de la antropización en los bosques de queñuas y los largos periodos de recurrencia catacterísticos de los episodios de arroyada en manto dificultan la identificación de los límites actuales del piso bioclimático templado forestal y el piso morfoclimático semiárido.

#### **2.5.4. Cartografía geomorfológica del complejo volcánico Nevado Coropuna**

La elaboración de un mapa geomorfológico en el que se diferenciaron formas de origen glacial, periglacial, volcánico e hidrovulcánico sirvió para establecer las cronologías relativas de esas unidades y definir cuatro periodos eruptivos y cuatro fases de expansión glacial.

- Las fases volcánicas se basaron en trabajos realizados con anterioridad (Núñez & Valenzuela, 2001; Olschowsky & Dávila, 1994) y se designaron 1, 2, 3 y 4, siguiendo el orden de sus cronologías relativas.
- Los periodos glaciales se dedujeron de la interpretación de las formas morrénicas cartografiadas y se denominaron fases anteriores al Último Máximo Glacial Regional, Último Máximo Glacial Regional, fases neoglaciales y Pequeña Edad del Hielo.

La elaboración del mapa geomorfológico se completó mediante la representación de las fracturas y lineamientos tectónicos y surgencias hidrotermales. Del análisis y discusión de la leyenda de la cartografía se dedujeron las conclusiones que se exponen a continuación.

##### **2.5.4.a) Evolución de la actividad volcánica**

###### **Periodo eruptivo 1**

El periodo eruptivo 1 comenzó en el Mioceno medio (~13 Ma) y se prolongó durante el Plioceno inicial (~5,3 Ma), generando la deposición de gruesas capas de ignimbritas. La interpretación de esas facies demuestra que ese periodo se caracterizó por un vulcanismo muy explosivo, de tipo pliniano o ultrapliniano, tal vez como consecuencia de la formación de la caldera volcánica gigante que podría encontrarse en el sector de la cordillera actualmente disectado por el valle alto del Colca. Las ignimbritas cubrieron la cordillera plegada culminando la construcción de la estructura sobre la que más adelante se generarían las superficies de erosión que dieron origen al altiplano.

###### **Periodos eruptivos 2 y 3**

A mediados del Plioceno (~5,3-1,8 Ma) se redujo la explosividad de las erupciones y comenzó la actividad mayoritariamente vulcaniana que dio lugar a la emisión de las coladas de lava de naturaleza traquidacítica y traquiandesítica que forman los edificios del complejo volcánico Nevado Coropuna. El centro poligenético se ha desarrollado mediante la construcción consecutiva de dos complejos de edificios volcánicos (Coropuna I y Coropuna II), quedando el segundo en el interior del primero, del que actualmente sólo se conservan los *planteles* cartografiados al SE y al Este del Nevado Coropuna.

###### **Periodo eruptivo 4**

La interpretación del mapa geomorfológico demuestra que la actividad volcánica se detuvo durante el Último Máximo Glacial Regional y se ha reanudado en época holocena, cuando las masas de hielo habían retrocedido hasta posiciones próximas a las actuales. Durante esa nueva fase de actividad se emitieron tres coladas de lava cuya distribución espacial sugiere que la actividad volcánica ha experimentado una migración desde el edificio NO, donde se encuentra la unidad más antigua, hacia el edificio más oriental, en cuyas vertientes septentrional y meridional están emplazadas las coladas más recientes.

#### **2.5.4.b) Evolución de la actividad glaciár**

##### **Fases anteriores al Último Máximo Glacial Regional**

La morfología del complejo Coropuna I sugiere que las masas de hielo pueden haber estado presentes prácticamente desde el inicio de su formación, cuando sus edificios alcanzaron suficiente altitud para elevarse sobre el nivel de la paleoELA regional.

Aguas abajo del Colca, en el valle del Majes, las facies de numerosos depósitos reflejan la ocurrencia frecuente de lahares en el pasado, que pudieron deberse a la fusión repentina de una parte de los paleoglaciares del complejo volcánico durante los periodos eruptivos 2 y 3.

Las formas morrénicas atribuidas a fases de avance anteriores al Último Máximo Glacial Regional se encuentran en los *planezes* del complejo Coropuna I. La asignación de su cronología relativa se basó en la consideración de que los paleoglaciares que las depositaron sólo pudieron alcanzar esa posición con anterioridad al aislamiento topográfico de los *planezes* como consecuencia de la profundización de los valles de su límite septentrional.

##### **Último Máximo Glacial Regional**

Las morrenas generadas por el último máximo avance de las masas de hielo aparecen en las divisorias de todas las quebradas que se abren en las vertientes del complejo volcánico Nevado Coropuna. De su delimitación se dedujo que durante esa fase los paleoglaciares alcanzaron una extensión máxima de ~502 km<sup>2</sup>.

Las coladas de lava asignadas a los periodos eruptivos 2 y 3, que conforman los edificios del complejo Coropuna II, aparecen completamente erosionadas por las masas de hielo o disectadas por los valles glaciares, sugiriendo que durante el Último Máximo Glacial Regional la actividad volcánica se detuvo.

##### **Fases neoglaciales**

En las fases neoglaciales se han incluido todos los reavances menores ocurridos entre el Último Máximo Glacial Regional y la Pequeña Edad del Hielo, que quedaron registrados mediante la deposición de varios cientos de formas morrénicas en las vertientes de los edificios volcánicos.

Coincidiendo con las fases neoglaciales, o con posterioridad a su finalización, ocurrieron las erupciones comprendidas dentro del periodo eruptivo 4, durante las que fueron emitidas las coladas de lava de edad holocena y los piroclastos de caída que recubren la rampa proglaciár cartografiada en la vertiente septentrional del Nevado Coropuna.

##### **Pequeña Edad del Hielo**

Las formas morrénicas atribuidas a la última fase de expansión de las masas de hielo están ampliamente distribuidas en las cabeceras de todas las quebradas, por delante del frente actual de los glaciares. El emplazamiento de una parte de las morrenas en la cabecera de las coladas de lava holocenas demuestra que las erupciones que las emitieron son anteriores a la Pequeña Edad del Hielo.



### **Glaciares actuales**

La disponibilidad de la imagen del satélite ASTER registrada el 12 de noviembre de 2007 y las ortofotos generadas mediante la rectificación de los fotogramas de los vuelos realizados los días 15, 16 y 17 de julio de 1955 permitió delimitar los glaciares en las tres fechas y comprobar que sus superficies sumaban aproximadamente 47 km<sup>2</sup> en 2007, 54 km<sup>2</sup> en 1986 y 56 km<sup>2</sup> en 1955.

#### **2.5.4.c) Formas periglaciares**

Como consecuencia de la tendencia al calentamiento que ha caracterizado globalmente al clima desde el inicio de la deglaciación posterior al Último Máximo Glacial Regional, el piso morfoclimático periglacial ha avanzado sobre el piso morfoclimático periglacial. Ese hecho ha quedado reflejado en la presencia de gran glaciares rocosos y taludes de gelifractos en el interior de los valles que anteriormente ocuparon las masas de hielo, apareciendo en el mapa geomorfológico preferentemente con orientación SO.

#### **2.5.4.d) Formas hidrovolcánicas**

Las erupciones del periodo eruptivo 4, durante las que fueron emitidas las coladas de lava de época holocena que se encuentran al NO, NE y SE del Nevado Coropuna generaron lahares sinvolcánicos de fusión cuyos depósitos han podido reconocerse en el campo, en las fotografías aéreas y en las imágenes de satélite, y se han consignado en la leyenda del mapa geomorfológico como formas hidrovolcánicas.

#### **2.5.4.e) Tectónica e hidrotermalismo**

En el mapa geomorfológico también se delimitaron las fracturas y lineamientos que Núñez & Valenzuela (2001) habían incluido en su mapa, además de otras que se dedujeron en el presente trabajo de investigación de la distribución territorial de los procesos de alteración hidrotermal y la localización de las surgencias de aguas termales, que se encuentran estrechamente vinculadas con esas discontinuidades.

La geometría de las fracturas y lineamientos tectónicos refleja que el complejo volcánico se encuentra compartimentado en bloques, que han experimentado una subsidencia diferencial desde el Plioceno como consecuencia del peso de los edificios volcánicos.

La interpretación de las formas morrénicas cartografiadas sugiere que los movimientos relativos de los bloques desempeñaron un importante papel en la evolución de los paleoglaciares de la vertiente septentrional del Nevado Coropuna durante el Último Máximo Glacial Regional, cuestión que se discutirá con mayor amplitud en el capítulo 3.

Las discontinuidades tectónicas también están relacionadas con los deslizamientos sucedidos en el borde del altiplano con anterioridad a la existencia del Nevado Coropuna, sobre los que se han levantado los edificios volcánicos, así como con el acceso del magma a la superficie que ha abastecido a la actividad eruptiva.



## **Capítulo 3**

# **ANÁLISIS DE LA EVOLUCIÓN DE LOS GLACIARES Y PALEOGLACIARES**





## 3.1. INTRODUCCIÓN

Para analizar la evolución de los glaciares es preciso evaluar su estado en diferentes fases utilizando indicadores que permitan examinar sus variaciones a lo largo del tiempo. Los parámetros que mejor caracterizan las masas de hielo y cumplen esa función son sus superficies y ELAs. En el planteamiento de las hipótesis de la investigación (apartado 1.3) se distinguieron una ELA geomorfológica, deducida de la forma del glaciar, y una ELA climática, que expresa el estado de las condiciones ambientales de las que depende su balance de masa. Excepto cuando se especifique lo contrario en este capítulo los conceptos ELA y paleoELA se referirán respectivamente a la ELA o a la paleoELA geomorfológica. Las principales aplicaciones prácticas del análisis de la evolución de los glaciares y paleoglaciares son la elaboración de pronósticos de futuro, como los que se van a presentar en los siguientes apartados, y modelos del balance de masa y reconstrucciones paleoclimáticas, como las que se expondrán en el próximo capítulo. En cualquier caso ambas tareas requieren que previamente se determinen las superficies y las ELAs o paleoELAs de las masas de hielo.

### 3.1.1. Métodos para delimitar y medir la superficie de los glaciares y paleoglaciares

La demarcación de los paleoglaciares tiene que realizarse necesariamente utilizando como referencia las evidencias de su evolución en el pasado, representadas previamente en el mapa geomorfológico. Para delimitar los glaciares actuales existen diferentes alternativas.

#### 3.1.1.a) Reclasificación de imágenes de satélite

Las técnicas más extendidas para delimitar los glaciares actuales consisten en reclasificar imágenes de satélite empleando índices que distinguen la nieve y el hielo de la roca desnuda, basándose en su diferente reflectancia a la radiación solar. El resultado es una capa que representa en formato raster la zona seleccionada por la aplicación, que calcula automáticamente su superficie multiplicando el número de píxeles por el área que comprenden. El problema que plantean esos procedimientos es que catalogan conjuntamente la superficie de las masas de hielo y los sectores de las vertientes que se encuentran más allá de sus márgenes y sólo están cubiertos de nieve. Por esa causa su aplicación suele producir errores considerables en la delimitación de los glaciares, como los que cometieron los autores que han empleado esas técnicas en el Nevado Coropuna, cuyos resultados serán discutidos en este capítulo.

#### 3.1.1.b) Fotointerpretación

Una alternativa mucho más laboriosa pero notablemente más precisa consiste en reconocer las masas de hielo examinando fotografías aéreas en un estereoscopio. De ese modo los glaciares pueden diferenciarse aunque estén cubiertos de nieve, porque su espesor no disimula completamente el volumen o la forma de los aparatos, ni tampoco las estructuras de deformación producidas por el flujo en las masas de hielo, permitiendo reconocer la mayor parte de sus márgenes. Incluso cuando la capa de nieve es muy gruesa, como sucedía en el Nevado Coropuna en julio de 1955, según puede apreciarse en las fotografías aéreas, las dudas planteadas por los sectores más problemáticos pueden resolverse reconstruyendo la evolución posterior de los aparatos hasta fechas más recientes que presenten un recubrimiento menor. Como consecuencia de haberse registrado al final de la estación de la ablación, el complejo volcánico presentaba ese aspecto en el vuelo de octubre de 1986 y en la imagen del satélite ASTER en noviembre de 2007, en las que el perímetro de los glaciares aparece casi completamente desprovisto de nieve.

La revisión de los fotogramas en el estereoscopio puede complementarse con el análisis multitemporal de diferentes vuelos e imágenes de satélite, que ofrecen diferentes estrategias a la investigación:

- Contrastando fechas correspondientes a diferentes estaciones del año se detectan las variaciones que experimenta la cubierta nival con respecto a las masas de hielo, obteniendo otro criterio para distinguirlas.
- Teniendo en cuenta la actual tendencia a la deglaciación, la comparación de fechas suficientemente alejadas sirve para descartar las áreas que plantean mayores incertidumbres, cuando en una fase precedente las masas de hielo se encontraban en altitudes más elevadas.

El reconocimiento de las fotografías aéreas facilita enormemente la identificación de los márgenes de los glaciares, pero su utilización como base sobre la que cartografiarlos es problemática debido a la deformación que presentan los fotogramas.

Los autores de algunos trabajos que se realizaron con anterioridad en el Nevado Coropuna delimitaron el área comprendida por las curvas de nivel que representan las nieves perpetuas en los mapas topográficos levantados sobre el vuelo de 1955. Aunque de ese modo evitaron el inconveniente de la deformación de las fotografías aéreas también clasificaron conjuntamente las masas de hielo y las laderas que sólo estaban cubiertas por nieve, que habían sido representadas indistintamente por los técnicos que elaboraron la cartografía.

La mejor opción consiste en generar ortofotos rectificando los fotogramas. De esa forma se obtiene una base georreferenciada que es posible integrar en el sistema de información geográfica y analizar conjuntamente con las imágenes de satélite, obteniendo un nivel de detalle muy elevado gracias a la utilización de las herramientas de visualización características de ese entorno operativo.

La elaboración del mapa que representa los límites de los glaciares puede realizarse sobre esas bases utilizando tres estrategias complementarias:

- 1) Interpretación de las fotografías aéreas en un estereoscopio.
- 2) Análisis multitemporal de diferentes vuelos e imágenes de satélite.
- 3) Reconocimiento de los glaciares sobre el terreno.

El resultado final es una capa que representa el polígono del glaciar en formato vectorial, cuya medida puede obtenerse automáticamente con las aplicaciones automáticas del sistema de información geográfica.

La superficie de los paleoglaciares puede calcularse de la misma manera. Sin embargo su delimitación tiene que realizarse necesariamente interpretando la morfología del área fuente, del valle que canalizó el flujo y de las morrenas que depositaron al finalizar su progresión.

- Para delimitar la parte superior de los paleoglaciares se mantuvieron los límites actuales de las masas de hielo, prolongándolos vertiente abajo mediante la digitalización de los márgenes sugeridos por la interpretación de las fotografías aéreas, las ortofotos, las imágenes de satélite y la topografía.
- El sector inferior de los aparatos se delimitó utilizando como referencia las morrenas, que se habían representado en capas independientes del mapa geomorfológico (figura 2.156).



### 3.1.2. Reconstrucción de las ELAs y paleoELAs

La reconstrucción de las ELAs y paleoELAs puede afrontarse empleando distintos métodos que anteriormente se clasificaron en tres categorías: glaciológicos o hidrológicos, geomorfológicos y climáticos (apartado 1.2). Entre los procedimientos geomorfológicos, que serán explicados pormenorizadamente en este capítulo, pueden diferenciarse métodos morfométricos y métodos estadísticos.

- **Métodos morfométricos:** no pueden aplicarse para reconstruir las ELAs actuales porque se basan en parámetros característicos de los paleoglaciares, como la altitud del umbral de salida, la altitud máxima de las morrenas laterales y la relación entre la altitud del frente y la cabecera o entre el área de la zona de acumulación y la superficie total de la masa de hielo.

- **Métodos estadísticos:** tienen en cuenta la superficie e hipsometría de las masas de hielo y los gradientes de acumulación y ablación, pudiendo aplicarse indistintamente a glaciares actuales y a paleoglaciares, siempre que estén disponibles o puedan reconstruirse su superficie y su topografía.

En el presente trabajo se utilizó el mismo procedimiento para estimar las ELAs y paleoELAs de los glaciares y paleoglaciares en todas las fases, el método *Area x Altitude Balance Ratio* (AABR). Los resultados alcanzados con esa técnica fueron seleccionados como niveles de referencia de la investigación por tratarse del procedimiento que mejores garantías ofrece (Benn et al., 2005). No obstante debido a su carácter reciente (Osmaston, 2005) y a que requiere un esfuerzo considerablemente mayor apenas ha sido aplicado en los Andes Centrales. Por esa razón las paleoELAs correspondientes al Último Máximo Glacial Regional también se reconstruyeron empleando los métodos que aparecen citados con mayor frecuencia en la bibliografía, para poder comparar estimaciones deducidas de diferente modo.

### 3.1.3. Elaboración de pronósticos sobre la evolución de los glaciares en el futuro

Desde un punto de vista aplicado el análisis de la evolución de los glaciares de la cordillera occidental de los Andes Centrales tiene gran interés para determinar cuándo podría producirse su desaparición, por tratarse de la reserva hídrica de la que depende el abastecimiento de las ciudades de la costa hiperárida de Perú, habitadas una población de varios millones de personas. En trabajos que se desarrollaron en el pasado en el Nevado Coropuna diferentes autores realizaron esas previsiones relacionando la reducción de la superficie del sistema glaciar y el tiempo transcurrido entre dos fechas. Sin embargo debido a que delimitaron conjuntamente las masas de hielo y la cubierta nival la sobre-estimación de la superficie atribuida a los glaciares se tradujo en el establecimiento de tasas de deglaciación demasiado elevadas que cuestionan la validez de las predicciones. Los métodos empleados en la segunda etapa del presente trabajo de investigación para afrontar esa tarea presentaron tres novedades con respecto a las técnicas citadas en publicaciones anteriores:

- 1) Además de basarse en la evolución de las superficies, como se había hecho hasta entonces, los pronósticos también utilizaron como referencia las tendencias de las ELAs de los glaciares.
- 2) Teniendo en cuenta que el proceso de deglaciación no se desarrolla de forma homogénea sino con un ritmo diferente en cada aparato dependiendo de su contexto geoecológico particular, junto con las previsiones a escala del sistema glaciar también se realizaron otras analizando dos conjuntos de aparatos que se diferenciaron en sus sectores NE y SE.
- 3) Las masas de hielo se ordenaron en función del riesgo de su desaparición y los resultados que se alcanzaron utilizando como referencia las superficies se compararon con los que se dedujeron de las ELAs.

El **objetivo general** de la tercera etapa del trabajo de investigación fue analizar la evolución de los glaciares y los paleoglaciares del complejo volcánico Nevado Coropuna.

Para diseñar la estrategia que permitiese abordar la consecución del objetivo general se definieron los siguientes **objetivos específicos**:

- 1) Delimitar y medir el sistema glaciar y reconstruir sus ELAs en 1955, 1987 y 2007.
- 2) Diferenciar los aparatos que conforman los sectores NE y SE del sistema glaciar, medir sus superficies y estimar sus ELAs en las mismas fechas.
- 3) Establecer las tasas del proceso de deglaciación del sistema glaciar y los aparatos delimitados en sus sectores NE y SE, deduciéndolas de la evolución de las superficies y las ELAs entre las fechas señaladas.
- 4) Delimitar y medir la superficie y reconstruir las paleoELAs de los paleoglaciares durante la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional.
- 5) Elaborar pronósticos sobre la evolución de las masas de hielo durante el siglo XXI en diferentes escenarios de futuro.

### 3.3. METODOLOGÍA

La estrategia para analizar la evolución de las masas de hielo consistió en afrontar consecutivamente la realización de las siguientes tareas en el sistema de información geográfica:

- 1) Delimitación de los glaciares y medida de su superficie.
- 2) Edición de las capas de bandas altitudinales comprendidas por los límites de las masas de hielo y medida de su superficie.
- 3) Reconstrucción de las ELAs por los métodos *Area x Altitude* (AA) y *Area x Altitude Balance Ratio* (AABR).
- 4) Elaboración de modelos espaciales de las ELAs AABR y las zonas de acumulación y ablación de los glaciares.
- 5) Delimitación de las masas de hielo durante la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional, medida de sus superficies y reconstrucción de sus paleoELAs AABR.
- 6) Establecimiento de las paleoELAs del Último Máximo Glacial Regional por los métodos *Maximum Elevation of Lateral Moraines* (MELM), *Terminus Headwall Altitude Ratio* (THAR) y *Accumulation Area Ratio* (AAR).
- 7) Elaboración de pronósticos sobre la evolución de los glaciares en diferentes escenarios de futuro.

Antes de explicar las fases del método que se utilizó para analizar la evolución de los glaciares es preciso realizar algunas consideraciones sobre las características de las bases geográficas empleadas y las dificultades para reconocer y delimitar las masas de hielo.

La cartografía de los límites de los glaciares se elaboró en el sistema de información geográfica sobre las ortofotos y las imágenes de satélite, aunque en esa tarea también fue de gran utilidad la información aportada por la fotointerpretación estereoscópica de los vuelos, las fotografías aéreas oblicuas y las fotografías realizadas durante el trabajo de campo.

La elección de las fechas en las que se analizaron las superficies y ELAs de las masas de hielo (1955, 1986 y 2007) estuvo condicionada por dos cuestiones relacionadas con las fotografías aéreas y las imágenes de satélite:

**1) La disponibilidad de las fotografías aéreas:** hasta el presente sólo se han realizado dos vuelos sobre el complejo volcánico Nevado Coropuna, los días 15, 16 y 17 de julio de 1955 y el 21 de octubre de 1986. Como consecuencia de su escala (1:60.000 y 1:80.000, respectivamente) los fotogramas de 1955 tienen mayor resolución que los de 1986, aunque la cubierta nival es notablemente más extensa en el primer caso, dificultando el reconocimiento de las masas de hielo, y más reducida en el segundo, permitiendo distinguir los límites de los glaciares con mayor nitidez.

**2) La presencia de nieve en las imágenes de satélite:** entre las imágenes disponibles sólo en dos, registradas por los satélites ASTER (el 12 de noviembre de 2007) y LANSAT 7 (el 11 de octubre de 2008), la cubierta nival es menos extensa que el sistema glaciar y queda comprendida dentro de sus límites. En el resto de las imágenes de satélite la nieve cubre las masas de hielo obstaculizando la identificación de sus márgenes. No obstante la mayor parte de los análisis sobre la evolución más reciente de los glaciares que se van a presentar en este capítulo fueron realizadas con la imagen ASTER de 2007, debido a que la imagen LANDSAT 7 de 2008 no ha sido distribuida hasta mediados de 2009, coincidiendo con la redacción de esta memoria,

Como consecuencia de la claridad con la que aparecen en la imagen ASTER, la delimitación de los glaciares en 2007 es absolutamente fiable. Por ese motivo también sirvió como referencia para elaborar las cartografías de 1986 y 1955, utilizando la reconstrucción de la evolución de las masas de hielo entre las tres fechas como criterio para diferenciar las vertientes donde los glaciares debían encontrarse ocultos bajo la nieve de otras dónde la cubierta nival tenía que asentarse necesariamente sobre roca desnuda.

En los siguientes apartados se van a presentar las siete fases del método para analizar la evolución de las superficies y las ELAs de los glaciares y los paleoglaciares, utilizando diagramas de flujos y capturas de pantalla para describir los procedimientos. Debido a que esas aplicaciones informáticas fueron las que demostraron mejor operatividad para realizar la mayor parte de las tareas previstas, el método se desarrolló empleando ARC VIEW y EXCEL.

No obstante los mismos procedimientos podrían haberse ejecutado con otros programas semejantes, entre los que se encuentran los que se usaron para efectuar algunas operaciones accesorias. Los procedimientos de georreferenciación y levantamiento de modelos tridimensionales se desarrollaron en los módulos ARC MAP y ARC SCENE de ARC GIS, y los del tratamiento de las imágenes de satélite en ERDAS.

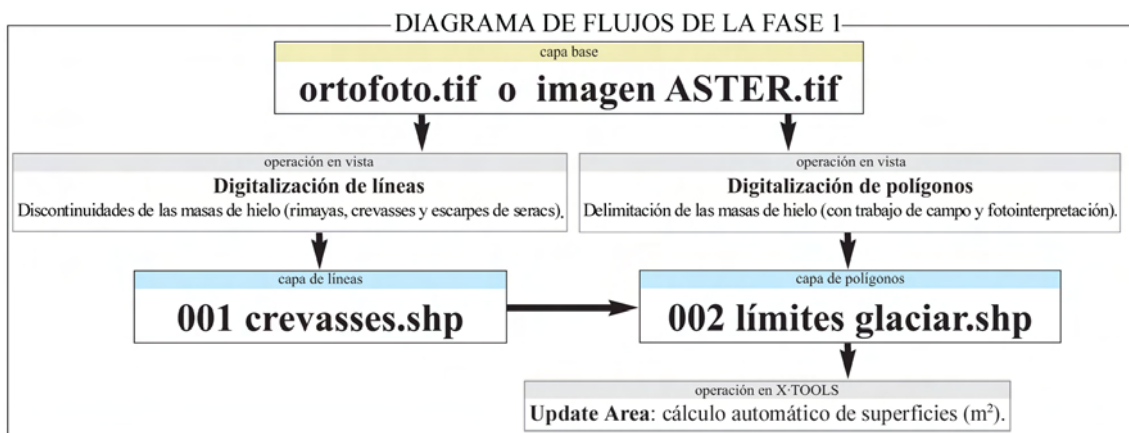


### 3.3.1. FASE 1: delimitación de los glaciares y medida de su superficie

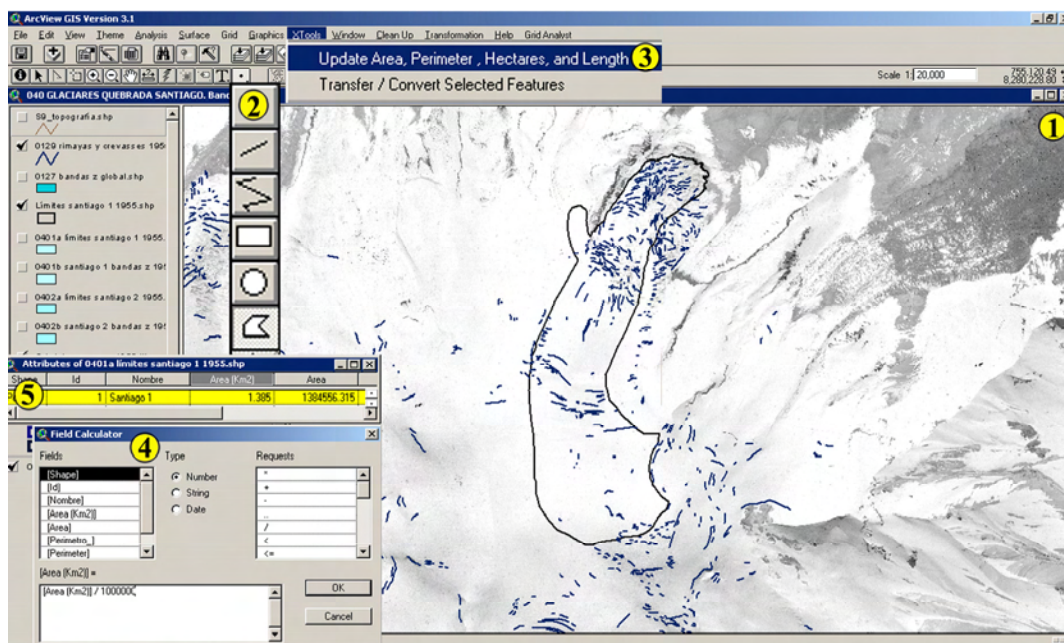
La fase 1 del procedimiento consistió en delimitar los glaciares sobre las ortofotos y la imagen ASTER, generando una serie de capas de polígonos que durante la explicación se denominarán genéricamente '002 límites glaciar.shp' (figura 3.1).

Paralelamente se elaboró una capa de líneas representando las discontinuidades de las masas de hielo ('001 crevasses.shp'), que aparecen en la figura 3.2 en color azul oscuro, tienden a alinearse en el sentido del flujo y son de tres tipos: rimayas (que separan el glaciar del lecho), *crevasses* (fracturas producidas por la deformación frágil de la masa de hielo) y escarpes de *seracs* (bloques desprendidos del glaciar por acción de la gravedad). La interpretación de la distribución de esas discontinuidades contribuyó a descartar o confirmar la presencia de los glaciares bajo la nieve, conjuntamente con la fotointerpretación estereoscópica y los demás instrumentos de análisis.

Una vez delimitadas, las masas de hielo se midieron utilizando la opción 'Update Area' del menú X-TOOLS, creando automáticamente en sus bases de datos un campo con el valor de la superficie en m<sup>2</sup>, que se transformó en km<sup>2</sup> utilizando la herramienta 'calculadora de campos'.



**Figura 3.1:** procedimiento para delimitar y medir las masas de hielo.



1. Capas visualizadas en pantalla: '001 crevasses.shp', '002 límites glaciar.shp' y Ortofoto 1955.
2. Herramientas de digitalización de líneas y polígonos.
3. Opción 'Update Area' del menú X-TOOLS.
4. Calculadora de campos.
5. Base de datos asociada a la capa '002 límites glaciar.shp'.

**Figura 3.2:** instrumentos para delimitar y medir las masas de hielo en el sistema de información geográfica.

### 3.3.2. FASE 2: edición y medida de la superficie de las capas de bandas altitudinales de los glaciares

#### 3.3.2.a) Fase 2.1: edición de la capa maestra de bandas altitudinales

Además de la delimitación de las masas de hielo y la medida de sus superficies, para aplicar los métodos de reconstrucción de las paleoELAs también era necesario editar otras capas representando las bandas altitudinales de cada glaciar ('004 bandas Z glaciar.shp'). Aunque esas capas pueden generarse por separado, la práctica demostró que era más operativo crear en primer lugar una capa maestra con las bandas altitudinales de todo el territorio ('003 bandas Z.shp') y diseccionarla después utilizando como patrón de corte las capas que delimitaban cada masa de hielo ('002 límites glaciar.shp').

El procedimiento para generar la capa maestra de bandas altitudinales (figuras 3.3 y 3.4) consistió en seleccionar en la base de datos de la topografía digital ('000 topografía e=50 m.shp') las curvas de nivel correspondientes a los límites superior e inferior de cada intervalo de altitud, transformándolas a continuación en el polígono que representa su respectiva banda altitudinal utilizando la opción 'Make One Polygon From Polylines' del menú X-TOOLS.

El proceso se repitió consecutivamente hasta crear en una misma capa de polígonos todas las bandas altitudinales comprendidas entre las cotas máxima y mínima de las masas de hielo. Durante esas operaciones en la base de datos asociada a la capa se introdujeron los valores de los límites superior e inferior y la altitud media de cada banda altitudinal (figura 3.6).

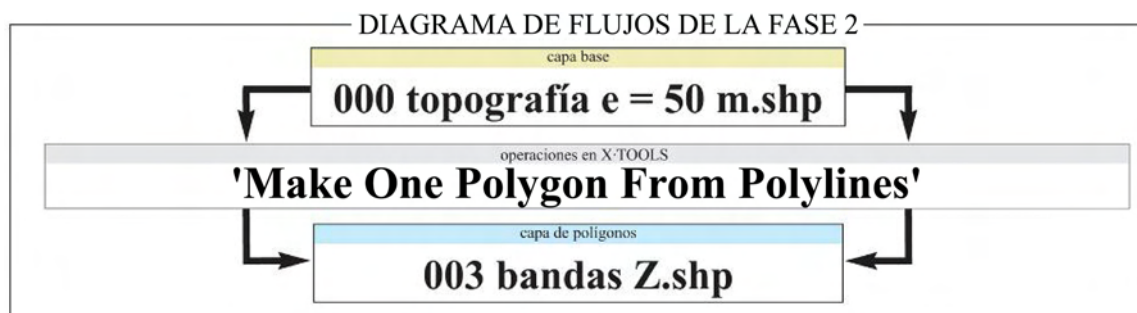
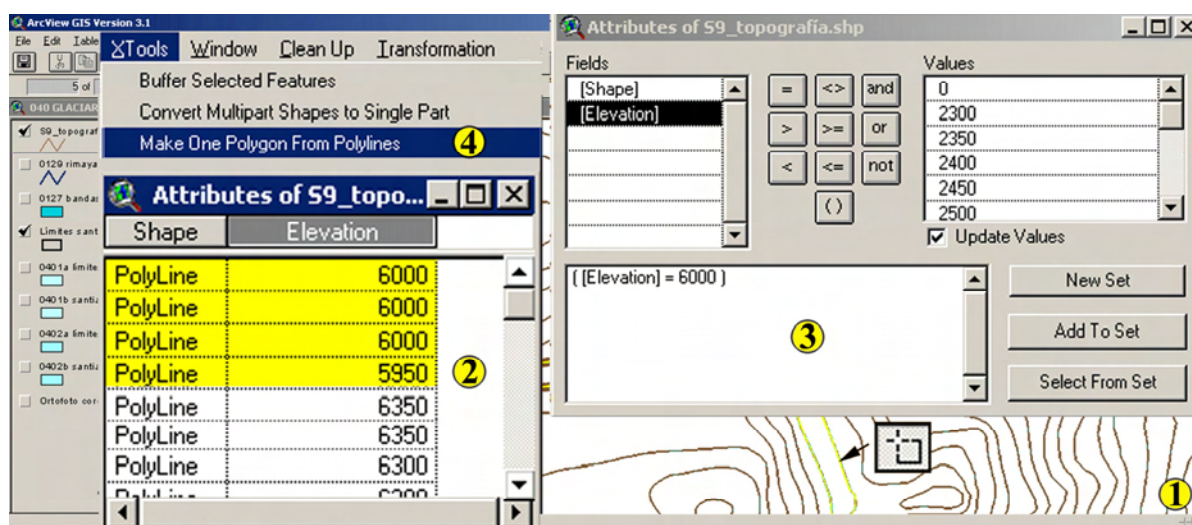


Figura 3.3: procedimiento para crear la capa maestra de bandas altitudinales.



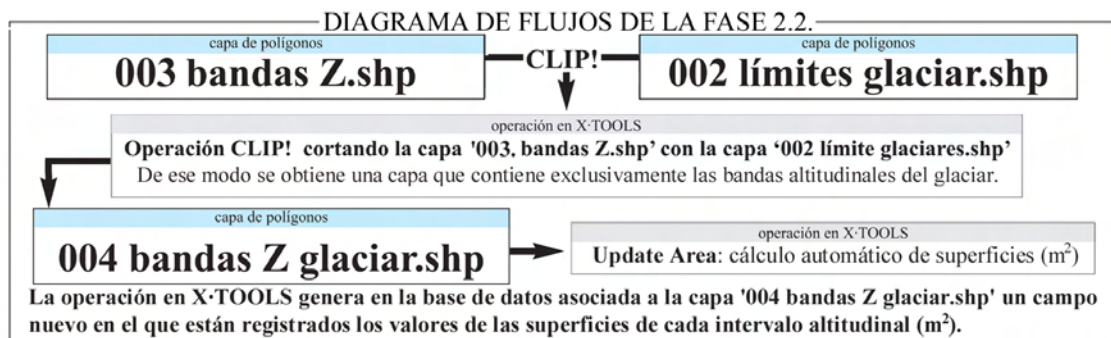
1. Capa visualizada en pantalla: '000 topografía e=50 m.shp' (con las curvas de 6000 y 5950 m seleccionadas).
2. Base de datos asociada a la capa '000 topografía e=50 m.shp' (con las curvas de 6000 y 5950 m seleccionadas).
3. Constructor de consultas.
4. Opción 'Make One Polygon From Polylines' del menú X-TOOLS.

Figura 3.4: instrumentos para crear la capa maestra de bandas altitudinales en el sistema de información geográfica.



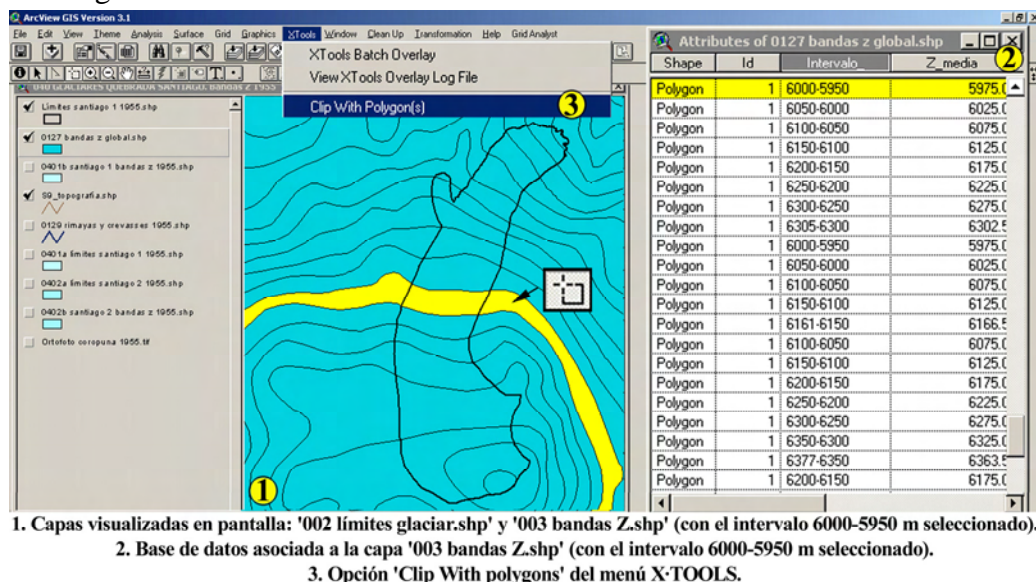
### 3.3.2.b) Fase 2.2: edición y medida de la superficie de la capa de bandas altitudinales del glaciar

Una vez creadas las capas que delimitan las masas de hielo ('002 límites del glaciar.shp') y las bandas altitudinales de todo el territorio ('003 bandas Z.shp'), la siguiente fase consistió en generar las capas que representan las bandas altitudinales de cada glaciar ('004 bandas Z glaciar.shp'). El procedimiento consistió en realizar sucesivas disecciones de la capa maestra de bandas altitudinales ('003 bandas Z.shp') utilizando como patrón de corte las capas que delimitan los glaciares ('002 límites del glaciar.shp'). Las operaciones de recorte se realizaron con la opción CLIP! del menú X-TOOLS, generando una serie de capas de polígonos ('004 bandas Z glaciar.shp') que representan las bandas altitudinales de cada glaciar en cada fecha y recogen en su base de datos en dos campos independientes los límites superior e inferior y la altitud media de cada intervalo. A continuación se midieron las superficies de las bandas altitudinales utilizando la opción 'Update Area' del menú X-TOOLS. Los resultados quedaron registrados automáticamente en m<sup>2</sup> en otro campo de la base de datos y se transformaron en km<sup>2</sup> con la herramienta 'calculadora de campos'. El diagrama de flujos de la figura 3.5 describe el procedimiento, y las capturas de pantalla de las figuras 3.6 y 3.7 los instrumentos necesarios para realizar las operaciones descritas.



**Figura 3.5:** procedimiento para crear la capa maestra de bandas altitudinales.

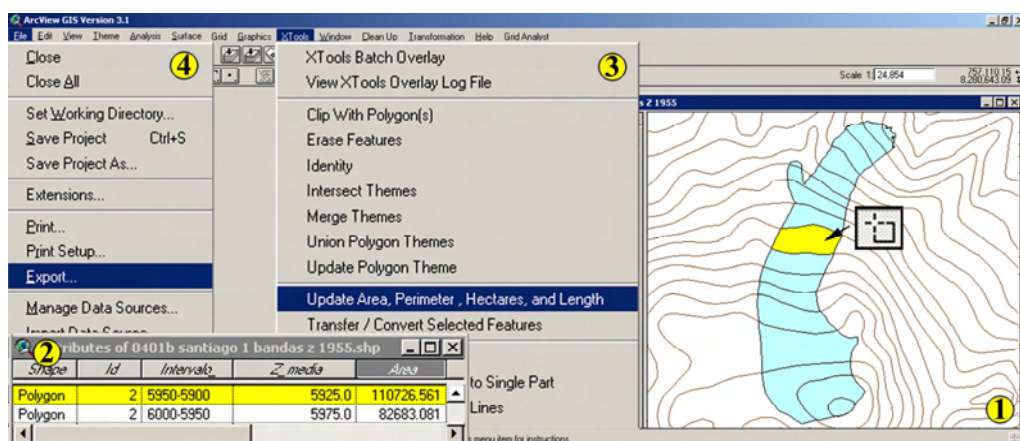
En la figura 3.6 la capa que delimita el glaciar ('002 límites glaciar.shp') se ha colocado sobre la capa maestra de bandas altitudinales ('003 bandas Z.shp'), con el relleno de color azul y la banda altitudinal de 6000-5950 m seleccionada, apareciendo por esa causa en color amarillo en la vista (1) y en la base de datos (2). El menú X-TOOLS está desplegado con la opción CLIP! destacada en color azul oscuro (3). Con esa herramienta se realizaron las operaciones de recorte de la capa maestra de bandas altitudinales utilizando como patrones las capas que delimitan los glaciares.



**Figura 3.6:** instrumentos para crear la capa de bandas altitudinales de cada glaciar.



La figura 3.7 muestra la capa de bandas altitudinales del glaciar ('004 bandas Z glaciar.shp') con el intervalo 5950-5900 m seleccionado, en la vista (1) y en la base de datos (2). También están desplegados los menús X-TOOLS y FILE, en los que están destacadas en color azul oscuro las opciones 'Update Area' (3), que permitió medir las superficies de las bandas altitudinales y 'Export' (4), que sirvió para enviar bases de datos a EXCEL. No obstante, antes de exportar las bases de datos se determinaron los límites superior e inferior de la capa de bandas altitudinales, según se va a explicar en el siguiente apartado.



1. Capas visualizadas en pantalla: '000 topografía e=50 m.shp' y '004 bandas Z glaciar.shp' (con el intervalo 5950-5900 m seleccionado).
2. Base de datos asociada a la capa '004 bandas Z glaciar.shp' (con el intervalo 5950-5900 m seleccionado).
3. Opción 'Update Area' del menú X-TOOLS.
4. Opción 'Export' del menú FILE.

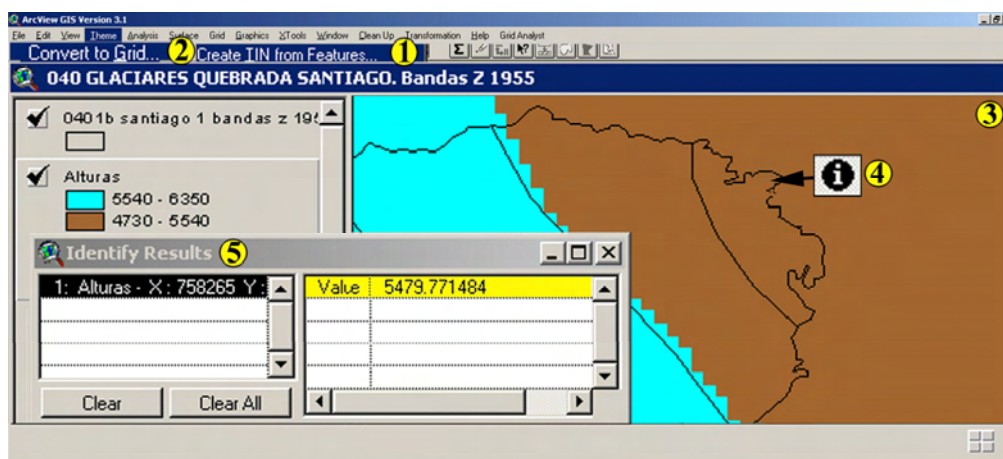
**Figura 3.7:** instrumentos para medir las bandas altitudinales de los glaciares y exportar las bases de datos.

### 3.3.2.c) Fase 2.3: identificación de los límites superior e inferior del glaciar

En anteriores etapas de la investigación, a partir de la capa de la topografía digital ('000 topografía e=50 m.shp') se habían generado consecutivamente dos modelos digitales del terreno, en formato TIN y raster (figura 3.8). Los límites superior e inferior de las masas de hielo se determinaron realizando consultas en pantalla sobre el modelo raster (figura 3.9). Los resultados se introdujeron en las bases de datos, que fueron exportadas a EXCEL para afrontar la reconstrucción de las ELAs.



**Figura 3.8:** procedimiento para generar dos modelos digitales del terreno en formato TIN y raster.



1. Opción 'Create TIN from Features' del menú SURFACE.
2. Opción 'Convert to Grid' del menú THEME.
3. Capas visualizadas en pantalla: bandas altitudinales del glaciar con los polígonos sin relleno ('004 bandas Z glaciar.shp'), sobre el modelo digital del terreno en formato raster 'alturas'.
4. Herramienta de consulta en pantalla.
5. Ventana mostrando los resultados de la consulta.

**Figura 3.9:** operación de consulta sobre el modelo digital del terreno en formato raster.

### 3.3.3 FASE 3: reconstrucción de la altitud de la línea de equilibrio (ELA) por los métodos *Area x Altitude* (AA) y *Area x Altitude Balance Ratio* (AABR)

#### 3.3.3.a). Reconstrucción de las ELAs y paleoELAs por el método *Area x Altitude* (AA)

El método *Area x Altitude*, conocido por su acrónimo anglosajón (AA), fue concebido a finales del siglo XIX (Kurowski, 1891) para reconstruir la altitud de la línea de equilibrio en glaciares de los Alpes. Aunque en la publicación original se empleó la denominación germana *Die Höhe der Schneegrenze* (altitud de la línea de la nieve) y el término ELA no sería acuñado hasta la segunda mitad del siglo XX (Müller, 1962), el objetivo del procedimiento era reconstruir el nivel donde se equilibra el balance de masa del glaciar, por lo que el concepto empleado por Kurowski (1891) puede considerarse equivalente a la ELA. La versión inicial del método AA tiene la particularidad de haber sido ensayada en un momento en el que las masas de hielo de los Alpes todavía se encontraban en el estado de equilibrio con el clima que alcanzaron cuando culminaron su último avance, durante la Pequeña Edad del Hielo (entre los siglos XIV y XIX).

El método AA asume que en los glaciares que se van a analizar el *Balance Ratio* (cociente de los gradientes de ablación y acumulación) es  $BR=1,0$  (Osmaston, 2005). En su versión original el procedimiento consistía en poner a prueba un valor supuesto de la ELA, por ejemplo la altitud media de la masa de hielo, multiplicando después las áreas de las sucesivas bandas altitudinales del glaciar por la media de su desnivel con respecto a esa cota, por encima con valores positivos (+) y por debajo con valores negativos (-). La suma algebraica de esas operaciones indicaba si el valor de prueba de la ELA debía incrementarse o reducirse, y el cálculo se repetía consecutivamente hasta que el resultado de la suma era cero (Osmaston, 2005).

La propuesta de Kurowski (1891) fue recuperada en la década de los años cuarenta del pasado siglo XX (Drygalsky & Machatschek, 1942) y mucho más recientemente, cuando el desarrollo de la informática permitió realizar los cálculos con mayor facilidad, se aplicó en glaciares y paleoglaciares de las montañas del Rwenzori, en Uganda, y el Kilimanjaro, en Tanzania (Osmaston, 1989a; Osmaston, 1975; Osmaston, 1965).

De forma paralela (Sissons, 1974; Sissons, 1980) utilizó el método AA para reconstruir paleoELAs en las montañas Grampians (Escocia) y en el Distrito de los Lagos, al Norte de Inglaterra. En esos trabajos Sissons adaptó el método AA enunciando una ecuación que simplificó enormemente los cálculos:

$$ELA = \Sigma Z \cdot A / \Sigma A$$

Dónde:

$\Sigma Z \cdot A$ : sumatorio del producto de la altitud media de cada intervalo altitudinal por su área.

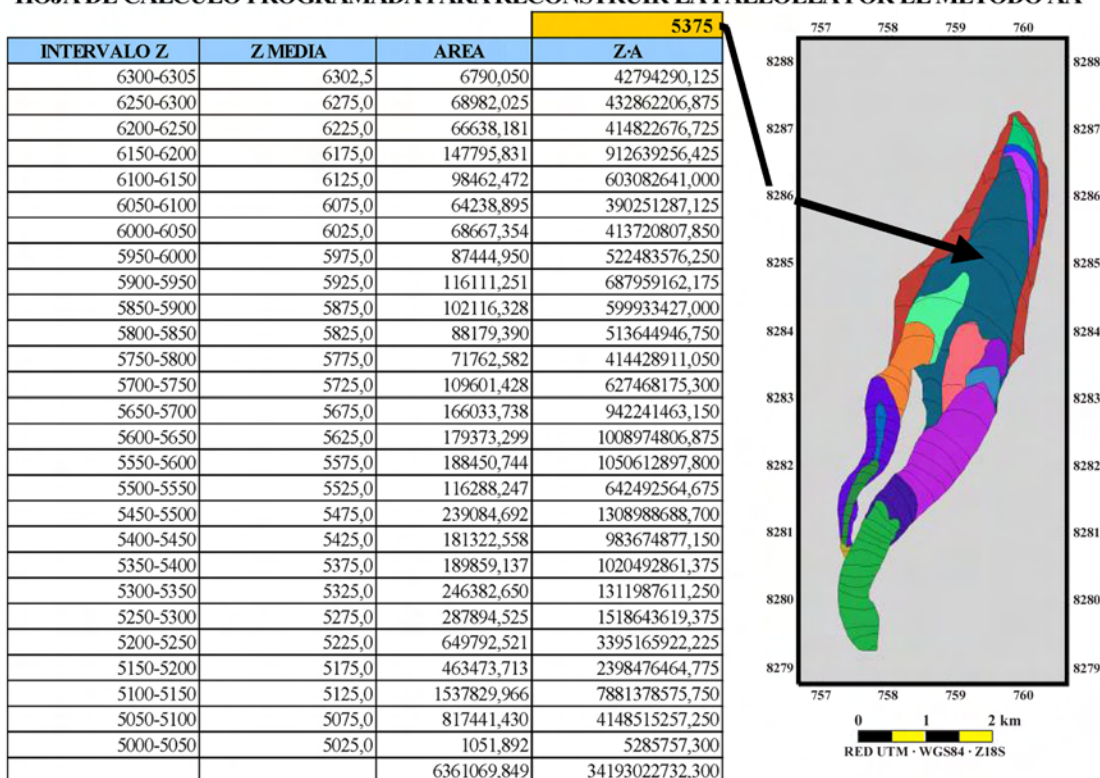
$\Sigma A$ : sumatorio de las áreas de las bandas altitudinales.

Para poder aplicar el método AA es necesario disponer de la topografía del glaciar, con el fin de generar la capa que representa sus bandas altitudinales siguiendo los procedimientos descritos en las fases 1 y 2. Esa es la principal diferencia con respecto a otras técnicas menos precisas y laboriosas que serán explicadas en la fase 6, que sólo requieren conocer determinadas altitudes del glaciar, como sucede en el caso de los métodos *Maximum Elevation of Lateral Moraines* (MELM) y *Terminus Headwall Altitude Ratio* (THAR), o la distribución altitudinal de su superficie, como ocurre en el método *Accumulation Area Ratio* (AAR).

Cuando el objetivo de la investigación es estimar paleoELAs es preciso reconstruir previamente los límites y la paleotopografía de los paleoglaciares, mediante la interpretación de las formas morrénicas cartografiadas en el mapa geomorfológico. Aunque para aplicar el método AA es preciso asumir la linealidad del ratio de los gradientes verticales de ablación y acumulación ( $BR=1,0$ ) y ese hecho raras veces es absolutamente cierto, la reconstrucción de las ELAs por ese procedimiento ofrece resultados más fiables que los métodos MELM, THAR y AAR (Osmaston, 2005; Benn et al., 2005).

En la figura 3.10 se presenta un ejemplo de la aplicación del método AA para determinar la paleoELA de una de las fases neoglaciales definidas en la quebrada Santiago, en la vertiente NE del Nevado Coropuna (Úbeda et al., 2006; Úbeda, 2007). En la figura se han representado las capas de las bandas altitudinales de las 11 fases de expansión de las masas de hielo deducidas de las morrenas presentes en esa quebrada, junto con la hoja de cálculo programada para estimar automáticamente la paleoELA por el método AA empleando la ecuación de Sissons (1974, 1980). Los datos se corresponden con la fase vinculada con una flecha con la tabla. Para operar con la hoja de cálculo es necesario introducir en los tres primeros campos los límites superior e inferior de cada intervalo altitudinal (campo 'INTERVALO Z'); su altitud media (campo 'Z MEDIA') y su superficie (campo 'ÁREA'). En las filas del cuarto campo (Z·A) el sistema calcula el producto de la altitud media de cada intervalo altitudinal por su área, y en la casilla de color naranja el sumatorio de todas las filas. El resultado (5375 m) es la paleoELA de las masas de hielo de la quebrada Santiago durante esa fase neoglacial.

**HOJA DE CÁLCULO PROGRAMADA PARA RECONSTRUIR LA PALEOELA POR EL MÉTODO AA**



**Figura 3.10:** reconstrucción de la paleoELA AA en una hoja de cálculo.

La utilización del método AA sirve para reconstruir la ELA de las masas de hielo a escala de una montaña o de un aparato individual, pero en el marco del presente trabajo de investigación su mayor utilidad consiste en formar parte del procedimiento propuesto por Osmaston (2005) para reconstruir ELAs por el método AABR, cuya explicación se va a abordar en el siguiente apartado.



### 3.3.3.b). Reconstrucción de las ELAs por el método AABR

El método *Area x Altitude Balance Ratio*, conocido por su acrónimo anglosajón (AABR), fue ampliamente descrito por Osmaston (2005), incluyendo instrucciones para programar las operaciones necesarias para su estimación en dos hojas de cálculo, que se presentarán en el siguiente apartado. Como el método AA, el método AABR se basa en ponderar el balance de masa en las áreas que se localizan muy por encima o por debajo de la ELA en mayor medida que en las áreas que se encuentran inmediatamente por encima o por debajo de ese nivel. Sin embargo, en el método AABR el resultado se redefine mediante el establecimiento de diferentes pendientes lineales del perfil del balance de masa por encima y por debajo de la ELA. Osmaston (2005) señaló que muchos glaciares y paleoglaciares se ajustan a esas características, considerando que se trata del método de reconstrucción de la ELA que ofrece mejores garantías.

La versión original del método se ensayó en glaciares actuales y paleoglaciares del macizo del Rwenzori, en Uganda, y en el Kilimanjaro, en Tanzania (Kaser & Osmaston, 2002; Osmaston, 1989a; Osmaston, 1975; Osmaston, 1965; Osmaston, 1989b). Otros investigadores desarrollaron métodos semejantes, que también utilizaban el valor del *Balance Ratio* para ponderar los cálculos, y fueron ensayados y ajustados en glaciares actuales de Alaska de los que existían buenas estimaciones de la ELA deducidas de observaciones glaciológicas de campo (Benn & Gemmell, 1997). Esos autores denominaron al método BR y programaron las operaciones necesarias para reconstruir la ELA en hojas de cálculo. Sin embargo el entorno operativo era complejo y su uso no se generalizó (Osmaston, 2005).

Recientemente se han publicado nuevas iniciativas que han empleado el valor del *Balance Ratio* para estimar las paleoELAs de masas de hielo del Plioceno medio-reciente en los *McMurdo Dry Valleys* de la Antártida (Krusic et al., 2009). En el mismo trabajo también se reconstruyeron las ELAs de glaciares actuales y se compararon los resultados con ELAs glaciológicas basadas en observaciones del balance de masa efectuadas por otros investigadores a lo largo de sucesivas campañas de trabajo de campo (Chinn, 1979; Chinn, 1980; Chinn, 1981; Chinn, 1983; Chinn & Maze, 1983; Chinn & Cumming, 1983; Chinn & Oliver, 1985; Chinn & Woods, 1984).

En la figura 3.11 se presenta una tabla publicada por Krusic et al (2009) comparando los valores de las ELAs glaciológicas (ELA  $b_n$ ) y las ELAs geomorfológicas reconstruidas por el método BR (ELA BR). En las columnas de la tabla se indican sucesivamente la denominación de los glaciares, las ELAs glaciológicas, el valor del ratio AAR (cociente del área de la zona de acumulación y la superficie total del glaciar), el valor del *Balance Ratio* (BR) deducido de las observaciones glaciológicas, las ELAs geomorfológicas ponderadas con un valor de BR=1,1 y sus diferencias con respecto a las ELAs glaciológicas. Como puede comprobarse en la tabla, los desniveles entre las ELAs glaciológicas y las ELAs geomorfológicas no son muy elevados, quedando comprendidos entre -12 y -24 m, excepto en el caso de las ELAs del glaciar Packard (+64 m) que no fue incluido por los autores del trabajo en el cálculo del promedio (18 m).

**Figura 3.11:** resumen de las ELAs glaciológicas (ELA  $b_n$ ), los ratios AAR, el *Balance Ratio*, las ELAs geomorfológicas (para BR=1,1) y el desnivel entre las ELAs glaciológicas y geomorfológicas, en un grupo de glaciares actuales de los *McMurdo Dry Valleys*, en la Antártida (Krusic et al., 2009).

Glacier	Average ELA $b_n$  m.a.s.l.	AAR	BR	ELA <sub>BR=1.1</sub>  m.a.s.l.	Difference between ELA $b_n$ and ELA <sub>BR=1.1</sub>
Alberich	1591	0.58	0.56	1578	-13
Heimdall	1478	0.46	0.61	1454	-24
J. Sykes	1500	0.56	0.83	1478	-22
Meserve	1233	0.75	1.00	1221	-12
Packard	966	0.69	2.45	1030	+64
Average	1260	0.61	1.1	ELA 2σ: 18 m*	

\*Packard Glacier excluded

La nueva versión del método AABR propuesta por Osmaston (2005) permite realizar tantas reconstrucciones de la ELA como valores de BR se considere oportuno emplear, utilizando criterios estadísticos para seleccionar los resultados más probables. De ese modo se elimina la subjetividad que introducen en otros métodos las decisiones que deben adoptar los investigadores, como la selección de los valores de los ratios aplicados en los métodos THAR y AAR, que serán explicados más adelante.

Osmaston (2005) publicó instrucciones precisas para programar las operaciones necesarias para aplicar el método AABR en dos hojas de cálculo, que se utilizan consecutivamente:

**Hoja de cálculo 1:** estima los valores de las ELAs individuales de cada glaciar utilizando la ecuación enunciada por Sissons (1974, 1980):  $ELA = \sum Z \cdot A / \sum A$ , ponderando los cálculos con diferentes valores de *Balance Ratio* (BR) elegidos por el investigador. Osmaston (2005) utilizó los valores de BR 1.0, 1.5, 2.0, 2.5 y 3.0. Como resultado se obtiene un valor de la ELA para cada valor de BR.

**Hoja de cálculo 2:** las ELAs obtenidas se tabulan en columnas conjuntamente con los valores de BR utilizados en la ponderación de los cálculos y se deducen automáticamente los promedios y las desviaciones típicas de cada serie. Finalmente se selecciona el promedio de las ELAs que resulte vinculado con el valor de la desviación típica más reducido, por considerar que es el más probable (Osmaston, 2005).

Los cambios del *Balance Ratio* a lo largo del tiempo se han interpretado como una respuesta de los glaciares al cambio climático (Kuhn, 1989) o como una medida de la relación que se establece entre el glaciar y el clima (Krusic et al., 2009).

En diferentes regiones se han empleado distintos valores de *Balance Ratio* para ponderar las reconstrucciones de la ELA:

En los *Mc Murdo Dry Valleys* de la Antártida se han usado valores de BR=2,0 para reconstruir paleoELAs de glaciares del Plioceno y las observaciones glaciológicas indicaron un rango de resultados de BR=0,56-2.45, con un promedio de BR=1,1 (Krusic et al., 2009).

En glaciares actuales de la cordillera de las Cascadas y en Alaska se encontraron valores de BR=1,8-2,2 (Meier & Tangborn, 1965; Furbish & Andrews, 1984).

Para glaciares tropicales se ha considerado más apropiado un valor de BR=1.1 (Kaser & Osmaston, 2002).

Diferentes autores han señalado que la ELA reconstruida por este método depende del valor de BR seleccionado (Krusic et al., 2009; Furbish & Andrews, 1984; Kaser & Osmaston, 2002). No obstante la utilización de diferentes valores de BR y criterios de selección estadística siguiendo el procedimiento propuesto por Osmaston (2005) elimina la subjetividad que implica la utilización de un único valor de BR, cuya selección se encuentra sujeta irremediabilmente a la subjetividad y la experiencia parcial del investigador.

En el siguiente apartado se va a explicar el procedimiento mediante el que se concretó la aplicación del método AABR en el complejo volcánico Nevado Coropuna.

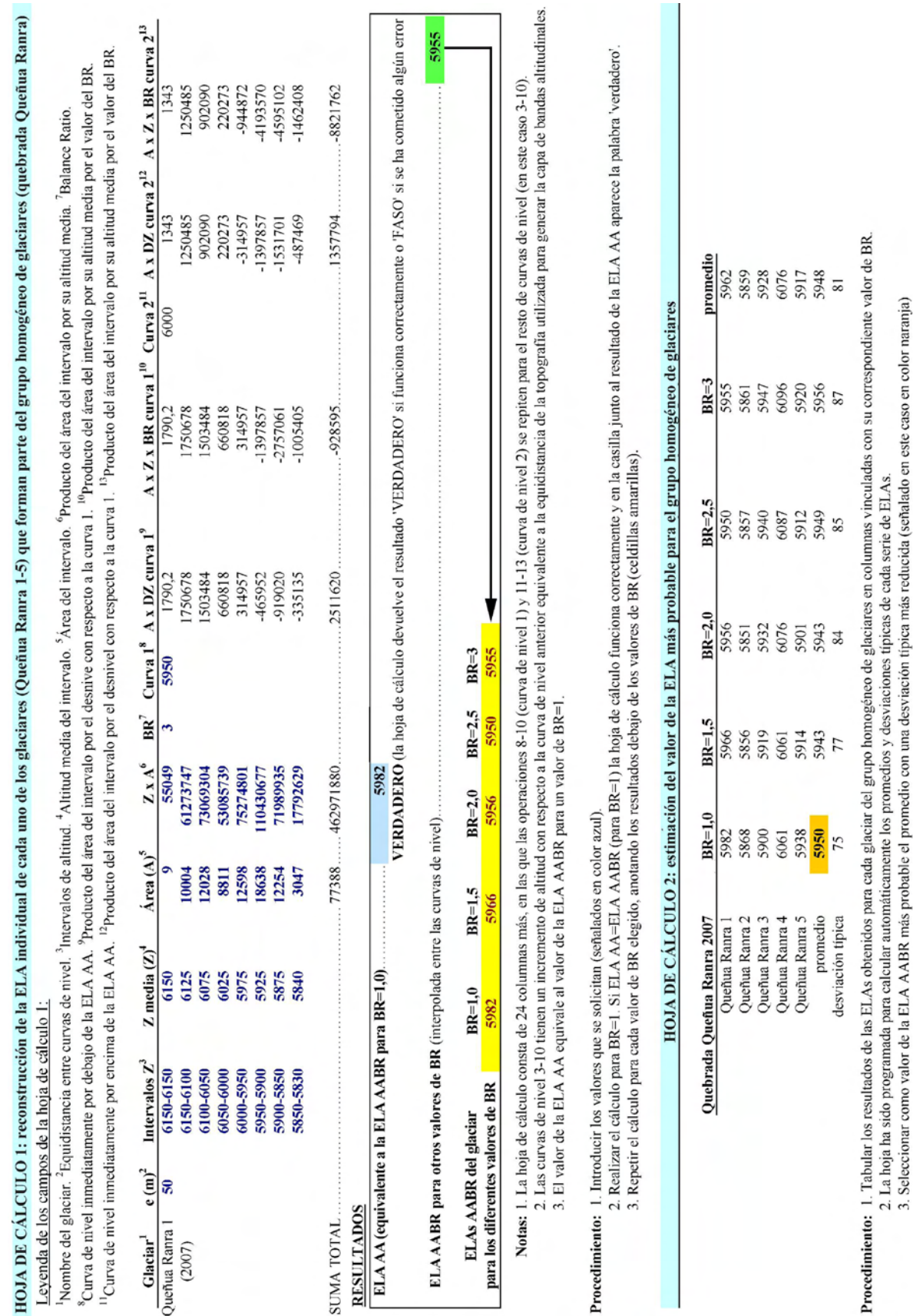


Figura 3.12: hojas de cálculo programadas para reconstruir las ELAs AABR.



### **3.3.3.c). Aplicación del método AABR para la reconstrucción de las ELAs de los glaciares y paleoglaciares de los sectores NE y SE del Nevado Coropuna**

Tal y como se ha explicado en el apartado anterior, la aplicación del método AABR consistió en utilizar consecutivamente dos hojas de cálculo (figura 3.12), que fueron programadas siguiendo las instrucciones indicadas por Osmaston (2005) y se usaron del siguiente modo:

#### **1) Procedimiento de uso de la hoja de cálculo 1:**

La hoja de cálculo 1 consta de 37 campos, de los que en la figura 3.12 sólo se han incluido 13, el mínimo necesario para poder explicar su uso. En primer lugar, en los campos 1-6 (en los que los datos aparecen en color azul) se introdujeron los resultados obtenidos en el sistema de información geográfica durante las fases 1 y 2 del método de análisis de la evolución de los glaciares, que se habían exportado desde ARC VIEW a EXCEL: 1. Nombre del glaciar. 2. Equidistancia de las curvas de nivel. 3. Límites superior e inferior de los intervalos altitudinales. 4. Altitud media de los intervalos altitudinales. 5. Superficie de los intervalos altitudinales. 6. Resultado del producto de la superficie de los intervalos altitudinales por su altitud media. 7. Valor de BR elegido.

Después de introducir esos datos los campos 1-6 se mantuvieron fijos, mientras en el campo 7 se indicaron sucesivos valores de BR. En este caso se decidieron usar los mismos que utilizó Osmaston (2005) en su propuesta teórica: 1,0; 1,5; 2,0; 2,5 y 3,0. Para cada valor de BR el sistema calculó un valor de la ELA, mostrando el resultado en la casilla que se ha resaltado en color verde. Las ELAs y sus correspondientes valores de BR se anotaron en las casillas asignadas a ese cometido (que aparecen señaladas en color amarillo).

Las ELAs reconstruidas por los métodos AA y AABR son equivalentes cuando  $BR=1,0$ . Osmaston (2005) introdujo en la tabla un mecanismo de autocorrección mediante la programación de una función lógica, de manera que debajo de la casilla correspondiente al valor de la ELA AA (señalada en color cian) aparece el mensaje ‘VERDADERO’ si la hoja de cálculo funciona correctamente o ‘FALSO’, en caso contrario.

Como resultado de su utilización se obtuvieron tantas copias de la hoja de cálculo 1 como masas de hielo fueron analizadas, en todas las fechas o fases previstas (2007, 1986, 1955, la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional). Cada copia hoja incluía cinco estimaciones de las ELAs vinculadas con otros tantos valores de BR.

#### **2) Procedimiento de uso de la hoja de cálculo 2:**

En la hoja de cálculo 2 las estimaciones de las ELAs generadas por la hoja de cálculo 1 se tabularon en series vinculadas con el valor de BR que se utilizó como factor de ponderación y el sistema calculó de forma automática los promedios y las desviaciones típicas de cada serie. Finalmente se seleccionaron los valores de la ELA relacionados con la desviación típica más reducida, por considerar que eran los más probables (Osmaston, 2005). El resultado obtenido es un valor de la ELA estadísticamente representativo de todo el grupo de masas de hielo, eliminando las distorsiones que pudieran producirse como consecuencia de las características particulares de cada glaciar o las decisiones subjetivas adoptadas por el investigador.

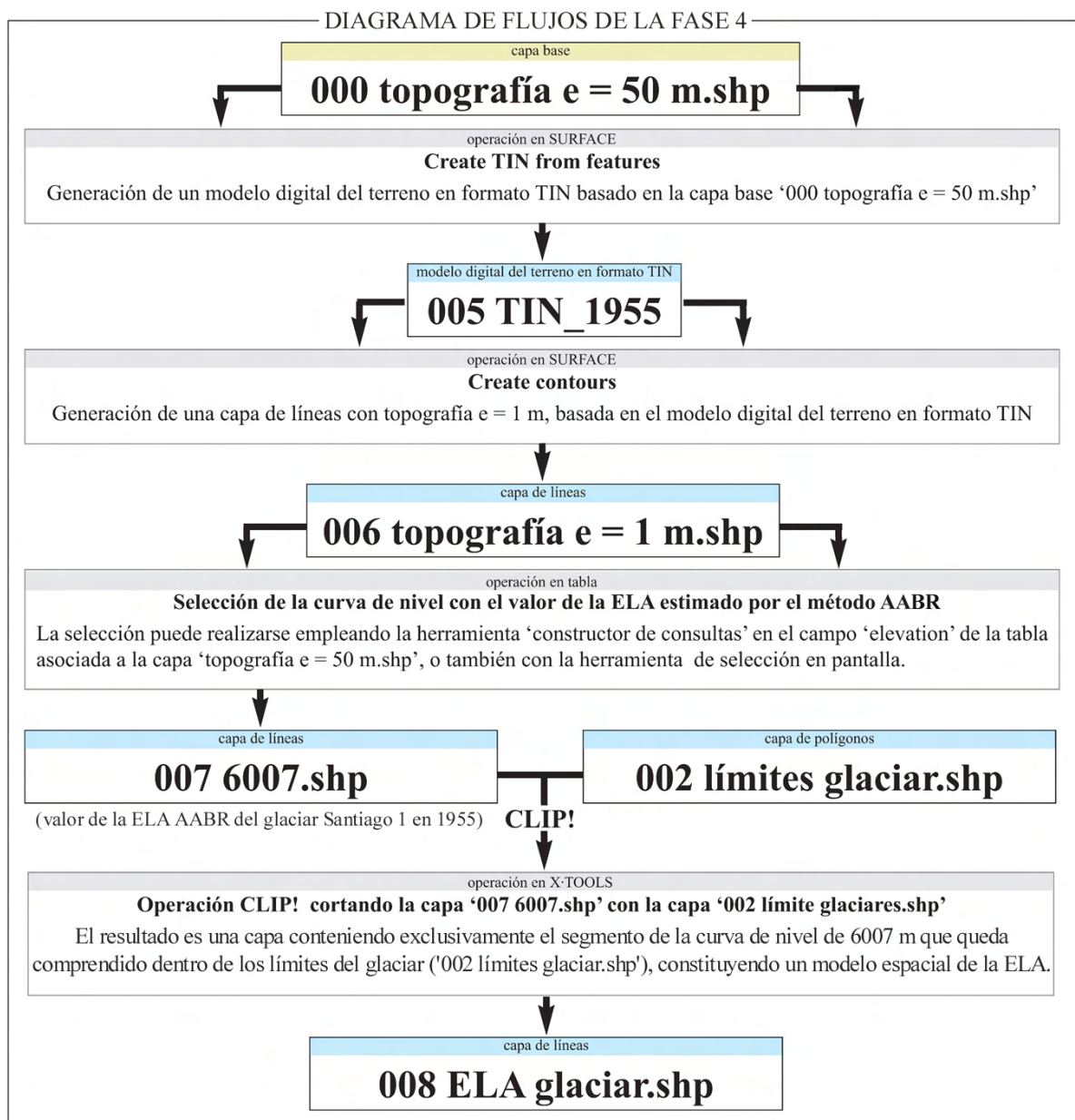
En los siguientes apartados se va a explicar como se elaboraron los modelos espaciales de las ELAs y las zonas de acumulación y ablación de los glaciares.

### 3.3.4. FASE 4: elaboración de modelos espaciales de las ELAs AABR y las zonas de acumulación y ablación

#### 3.3.4.a). FASE 4.1: elaboración del modelo espacial de la ELA

Una vez reconstruida la ELA por el método AABR, considerada estadísticamente representativa del grupo de glaciares, se elaboró un modelo espacial, mediante la edición del segmento de la curva de nivel equivalente a su altitud que quedaba comprendido dentro de las masas de hielo.

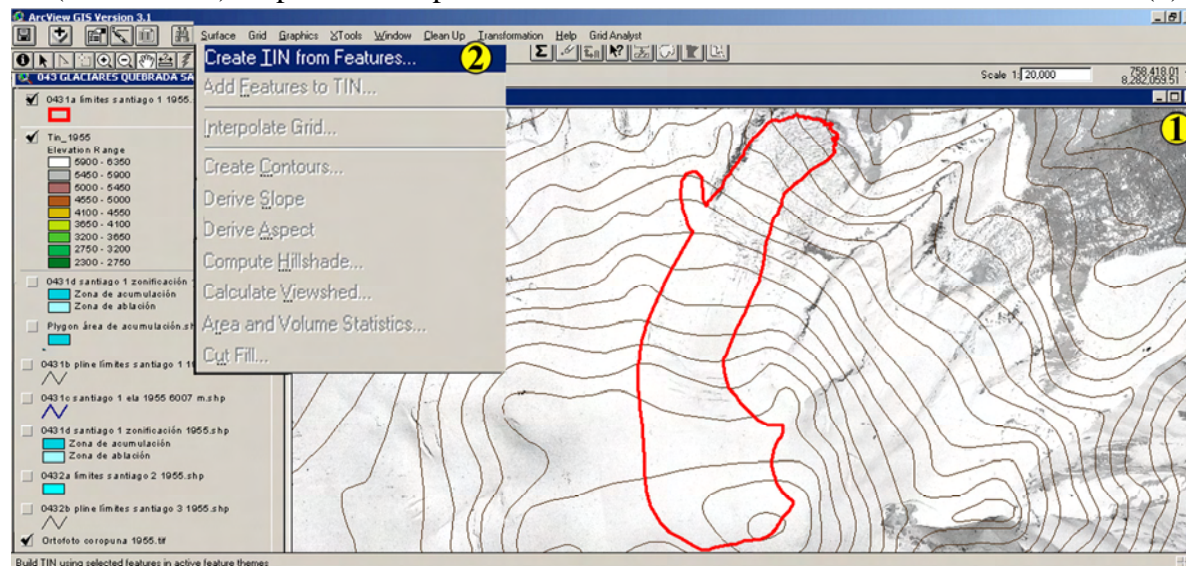
El procedimiento para elaborar el modelo espacial de la ELA (figura 3.13) consistió en generar una topografía con una equidistancia de 1 m ('006 topografía e = 1m.shp') a partir del modelo digital del terreno en formato TIN ('005 TIN\_1955'), seleccionar la curva de nivel con valor equivalente a la ELA ('007 6007.shp') y recortar el segmento que quedaba comprendido dentro del glaciar ('008 ELA glaciar.shp'), utilizando como patrón el polígono que delimita la masa de hielo ('002 límites glaciar.shp').



**Figura 3.13:** procedimiento para elaborar el modelo espacial de la ELA.

A continuación se va a explicar pormenorizadamente el procedimiento descrito en el diagrama de flujos de la figura 3.13.

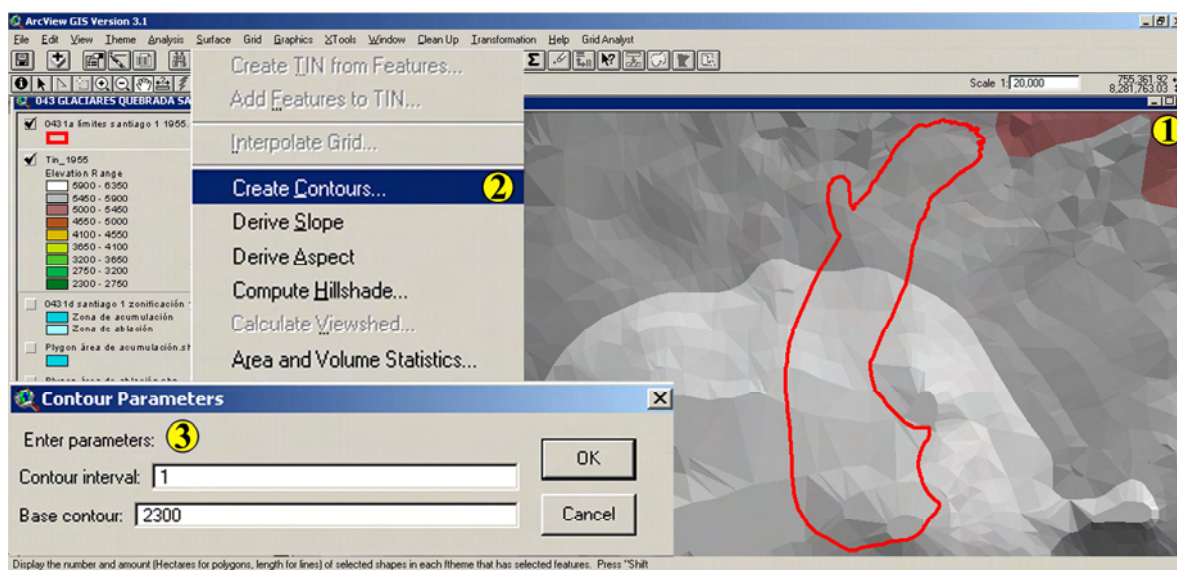
**1) Construcción del TIN:** en la figura 3.14 aparecen la ortofoto de 1955, sobre la que se delimitaron los glaciares ('002 límites glaciario.shp'), y la capa de la topografía digital ('000 topografía e=50 m.shp'), con la que se construyó un modelo digital del terreno en formato TIN ('TIN\_1955') empleando la opción 'Create TIN from features' del menú SURFACE (2).



1. Capas visualizadas en pantalla: '002 límites glaciario.shp' sobre '000 topografía e=50 m.shp' y 'ortofoto 1955'.  
2. Opción 'Create TIN from features' del menú SURFACE.

**Figura 3.14:** instrumentos para delimitar los glaciares y generar el modelo digital del terreno en formato TIN.

**2) Generación de la topografía con 1 m de equidistancia:** la figura 3.15 muestra la capa con la delimitación del glaciar ('002 límites glaciario.shp') sobre el modelo digital del terreno en formato TIN ('TIN\_1955'). Para generar una capa que comprendiese todos los valores posibles de la ELA ('006 topografía e=1m.shp') a partir del TIN se empleó la opción 'Create Contours' del menú SURFACE (2), indicando en la ventana en la que el sistema solicita los parámetros de las curvas de nivel (3) la altitud mínima del modelo digital del terreno (2300 m) y el valor de la equidistancia (1 m).



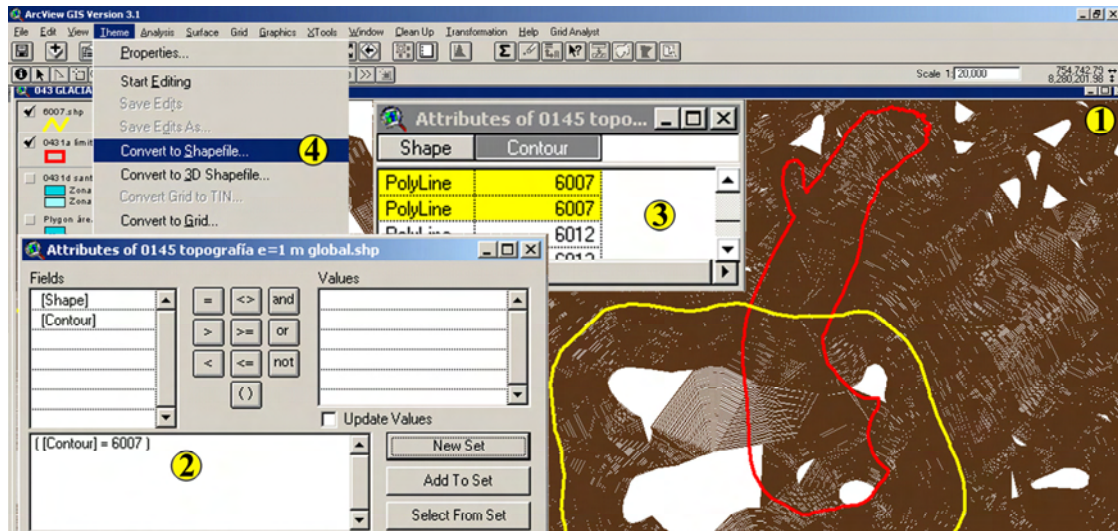
1. Capas visualizadas en pantalla: '002 límites glaciario.shp' sobre el modelo digital del terreno 'TIN\_1955'.  
2. Opción 'Create contours' del menú SURFACE. 3. Parámetros para crear las curvas de nivel.

**Figura 3.15:** instrumentos para generar la topografía digital con 1 m de equidistancia.



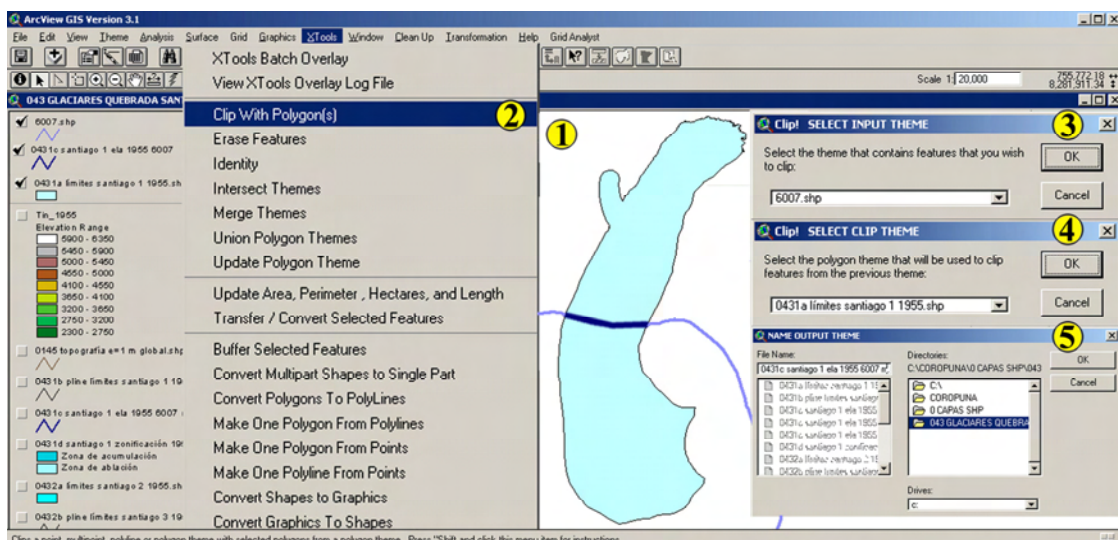
**3) Selección de las curvas de nivel con el valor de la ELA:** las fases anteriores permitieron obtener una topografía digital con 1 m de equidistancia ('006 topografía e = 1 m.shp'), con una base de datos asociada que incluía un campo en el que se recogía el valor de la altitud (figura 3.16). Empleando el constructor de consultas (2) se seleccionaron las curvas de nivel con el valor de la ELA (6007 m) y se transformaron en una capa independiente ('007 6007.shp') empleando la opción 'Convert to shapefile' del menú THEME (4).

**4) Disección del segmento de las curvas de nivel con el valor de la ELA comprendido dentro de los límites del glaciar:** con ese fin se utilizó la opción CLIP! del menú X-TOOLS (2), utilizando la capa de polígonos '002 límites glaciar.shp' como patrón para cortar la capa de líneas '007 6007.shp' (3, 4 y 5).



1. Capas visualizadas en pantalla: '002 límites glaciar.shp' sobre la capa '006 topografía e = 1 m.shp' (con las curvas de 6007 m seleccionadas).
2. Constructor de consultas con el valor 6007 m indicado.
3. Base de datos asociada a la capa '006 topografía e = 1 m.shp' (con las curvas de 6007 m seleccionadas).
4. Opción 'Convert to shapefile' del menú THEME.

**Figura 3.16:** instrumentos para generar la curva de nivel con el valor de la ELA.



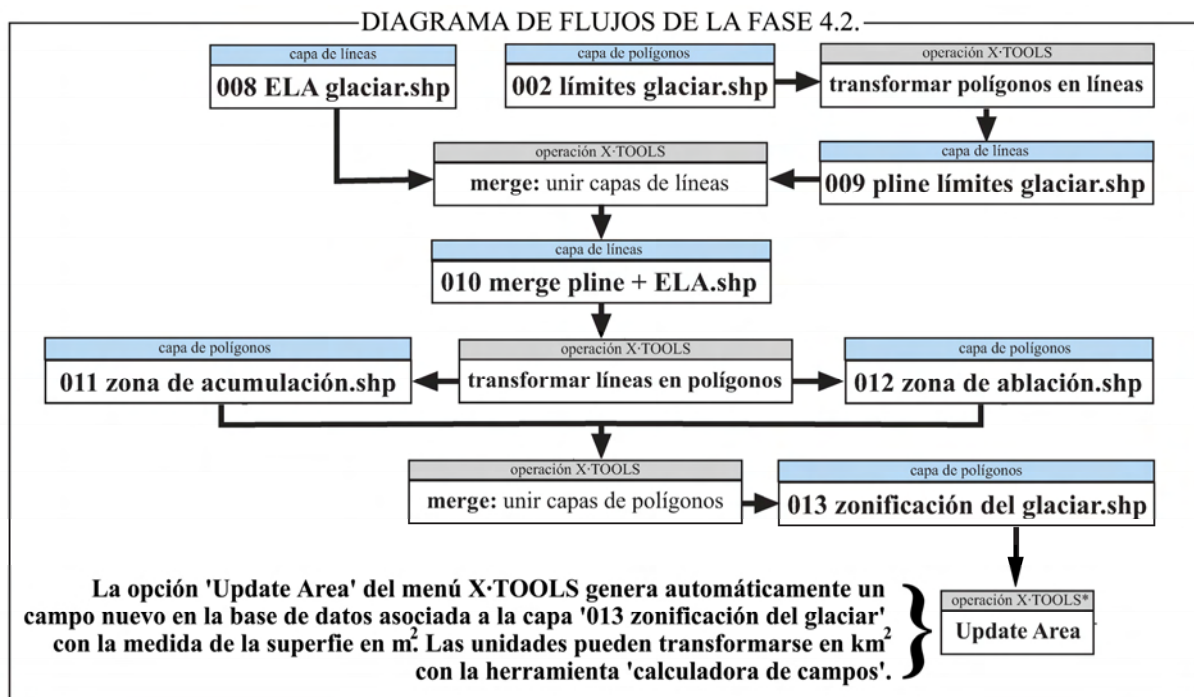
1. Capas visualizadas en pantalla: '007 6007.shp' sobre la capa '002 límites glaciar.shp'
2. Opción 'Clip With Polygons' del menú X-TOOLS.
3. Ventana en la que se indica la capa de líneas que desea cortarse con la opción CLIP!
4. Ventana en la que se selecciona el polígono que se va a emplear como patrón de corte en la opción CLIP!
5. Ventana en la que se denomina la capa resultante de la opción CLIP! ('008 ELA glaciar.shp').

**Figura 3.17:** instrumentos para seleccionar el segmento de la curva de nivel con el valor de la ELA comprendido dentro de los límites el glaciar.

### 3.3.4.b) FASE 4.2: elaboración del modelo espacial de las zonas de acumulación y ablación de los glaciares

En cierto modo la edición del segmento de la curva de nivel con el valor de la ELA que quedaba comprendido dentro de las masas de hielo ya había proporcionado implícitamente un modelo espacial de las zonas de acumulación y ablación, dividiendo en ambas partes la capa que representaba los límites de los glaciares ('002 límites glaciares.shp').

Sin embargo para poder medir las superficies de las zonas de acumulación y ablación era necesario representarlas mediante la edición de una capa de polígonos, objetivo que se alcanzó siguiendo el procedimiento que describe el diagrama de flujos de la figura 3.18.



**Figura 3.18:** procedimiento para generar los modelos espaciales de las zonas de acumulación y ablación de los glaciares y medir sus superficies.

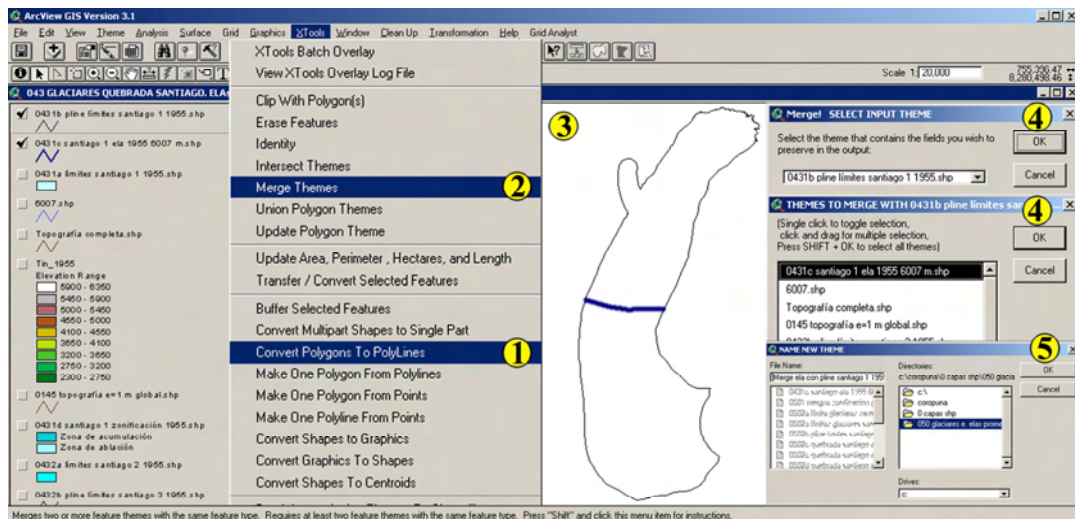
El procedimiento consistió en transformar la capa de polígonos que delimitaba las masas de hielo ('002 límites glaciares.shp') en una capa de líneas, fundirla con la capa que representaba el modelo espacial de la ELA ('008 ELA glaciar.shp'), dividir convenientemente el resultado y convertirlo en una capa que incluyese los polígonos correspondientes a ambas zonas.

Para describir el método con la mayor claridad se han diferenciado las siguientes fases:

- 1) Edición de las capas de líneas que representaban las zonas de acumulación y ablación.
- 2) Edición de las capas de polígonos que representaban las zonas de acumulación y ablación.
- 3) Unificación de las capas de polígonos que representaban las zonas de acumulación y ablación y medida de su superficie.

En los siguientes apartados se van a describir las tres fases, mediante la exposición de figuras elaboradas con capturas de pantalla.

**1) Edición de las capas de líneas que representaban las zonas de acumulación y ablación:** la primera parte del procedimiento para elaborar los modelos espaciales de las zonas de acumulación y ablación (figura 3.19) consistió en transformar las capas de polígonos que delimitaban los glaciares ('002 límites glaciario.shp') en capas de líneas ('009 pline límites glaciario.shp') utilizando la opción 'Convert Polygons To PolyLines (1)' del menú X-TOOLS. A continuación esas capas de líneas ('009 pline límites glaciario.shp') se fundieron con las que representaban los modelos espaciales de la ELA ('008 ELA glaciario.shp') empleando la opción 'Merge Themes' (2) del menú X-TOOLS. De ese modo se generaron nuevas capas de líneas ('010 merge pline+ELA.shp') que delimitaban las zonas de acumulación y ablación.



1 y 2. Opciones 'Convert Polygons To PolyLines' (1) y 'Merge Themes' (2) del menú X-TOOLS.

3. Capas visualizadas en pantalla: '009 pline límites glaciario.shp' sobre la capa '008 ELA glaciario.shp'.

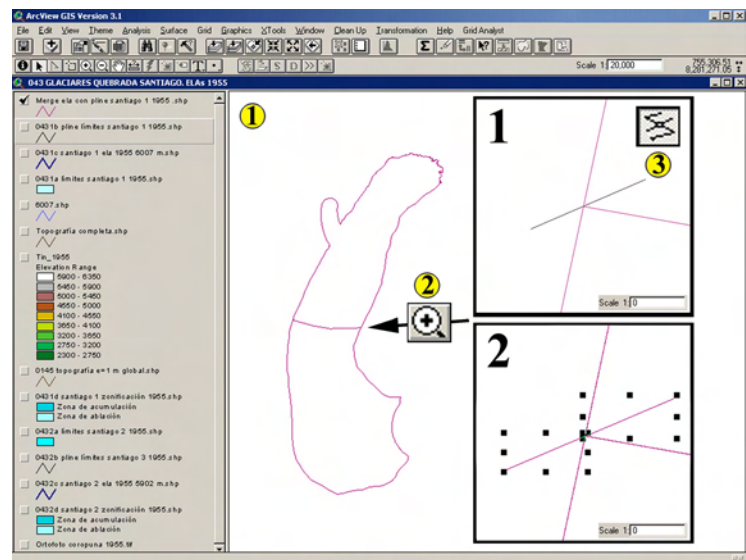
4. Ventanas en las que se indican las capas de líneas que desean fundirse con la opción 'Merge Themes'.

5. Ventana en la que se denomina la capa resultante de la opción 'Merge Themes' ('010 merge pline + ELA.shp').

**Figura 3.19:** instrumentos para generar en el sistema de información geográfica las capas de líneas que delimitaban las zonas de acumulación y ablación.

## 2) Edición de las capas de polígonos que representaban las zonas de acumulación y ablación:

Las capas de líneas que representaban los límites de las zonas de acumulación y ablación ('010 merge pline+ELA.shp'), estaban formadas por un único segmento. Por ese motivo antes de transformarlas en polígonos era necesario cortarlas exactamente por las dos intersecciones del contorno de las masas de hielo con los modelos espaciales de las ELAs (figura 3.20). Con el fin de obtener la mayor precisión posible la operación se realizó utilizando la lupa (2) para acercar la vista hasta alcanzar una escala <1, empleando entonces la herramienta de disección de segmentos (3) para efectuar disecciones.



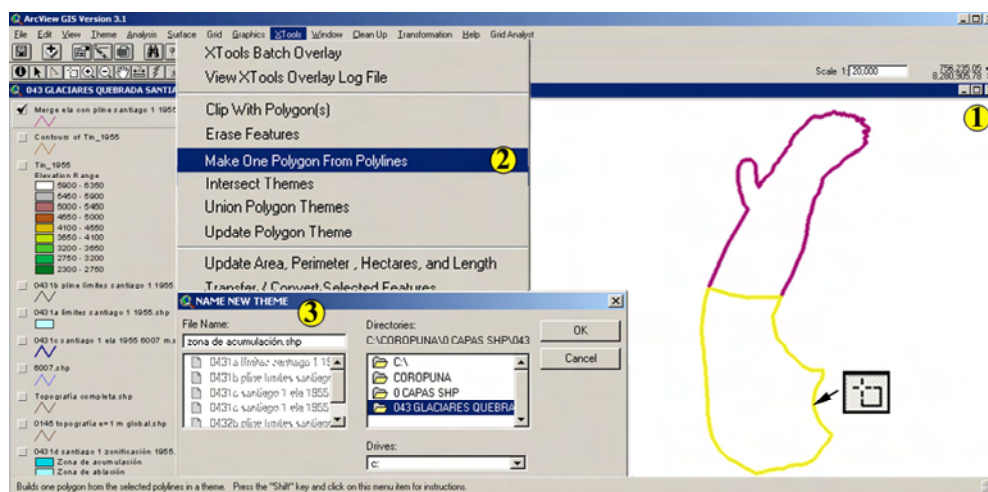
1. Capa visualizada en pantalla: '010 merge pline + ELA.shp'.

2. Herramienta lupa. 3. Herramienta de disección de líneas.

**Figura 3.20:** instrumentos para generar las capas de líneas que delimitan las zonas de acumulación y ablación de los glaciares con segmentos independientes.



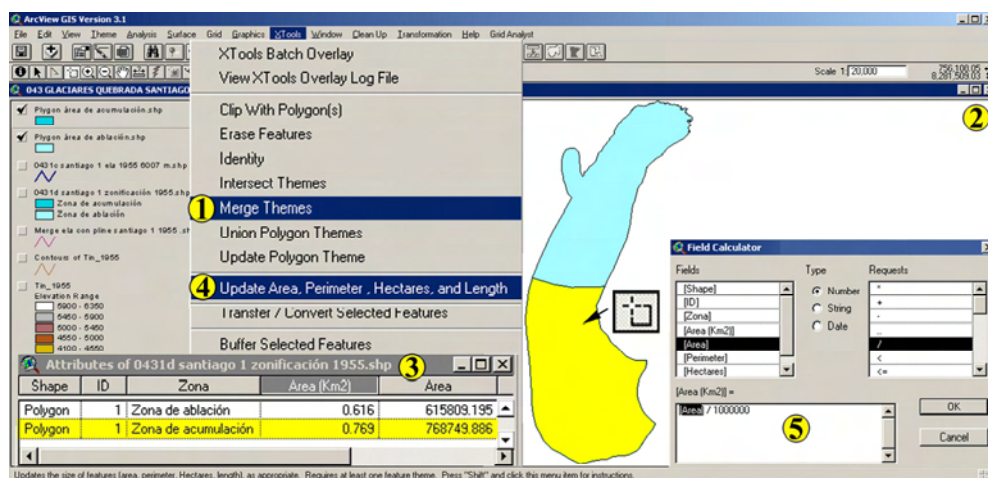
Como resultado de la operación anterior se generó una capa de líneas que delimitaba las zonas de acumulación y ablación utilizando dos segmentos diferentes. A continuación, utilizando la herramienta de selección en pantalla (figura 3.21), se escogieron alternativamente cada uno de esos segmentos y se transformaron en polígonos empleando la opción 'MAKE ONE POLYGON FROM POLYLINES' del menú X-TOOLS (2-3). De esa manera se obtuvieron dos capas nuevas que delimitaban las zonas de acumulación y ablación ('011 zona de acumulación.shp' y '012 zona de ablación.shp') empleando polígonos en lugar de líneas.



1. Capas de líneas visualizadas en pantalla: '011 zona de acumulación.shp' y '012 zona de ablación.shp'.
2. Opción 'Make One Polygon From Polyline' del menú X-TOOLS.
3. Ventana en la que se denomina la nueva capa de polígonos ('013 zonificación del glaciar.shp').

**Figura 3.21:** instrumentos para generar las capas de polígonos que delimitan las zonas de acumulación y ablación de los glaciares.

**3) Unificación de las capas de polígonos que representaban las zonas de acumulación y ablación y medida de su superficie:** la elaboración del modelo espacial de las zonas de acumulación y ablación finalizó cuando las capas de polígonos generadas en el paso anterior se fundieron en una sola (figura 3.22) aplicando la opción MERGE (1) del menú X-TOOLS. El nuevo tema ('013 zonificación del glaciar.shp') constaba de dos polígonos que delimitaban por separado las zonas de acumulación y ablación formando parte de la misma capa. Utilizando el comando 'Update Area' (4) del menú X-TOOLS se midieron las superficies de las dos zonas, generando el correspondiente campo (3) en la base de datos asociada a la capa '013 zonificación del glaciar.shp' con el valor de las superficies en m<sup>2</sup>. Las unidades se transformaron en km<sup>2</sup> utilizando la CALCULADORA DE CAMPOS (5).



1. Opción 'Merge Themes' del menú X-TOOLS.
2. Capa de polígonos visualizada en pantalla: '013 zonificación del glaciar.shp' (con la zona de acumulación seleccionada).
3. Base de datos asociada a la capa '013 zonificación del glaciar.shp' (con la zona de acumulación seleccionada).
4. Opción 'Update Area' del menú X-TOOLS.
5. Herramienta 'calculadora de campos'.

**Figura 3.22:** instrumentos utilizados unificar y medir las capas de polígonos que delimitan las zonas de acumulación y ablación de los glaciares, obteniendo su modelo espacial.

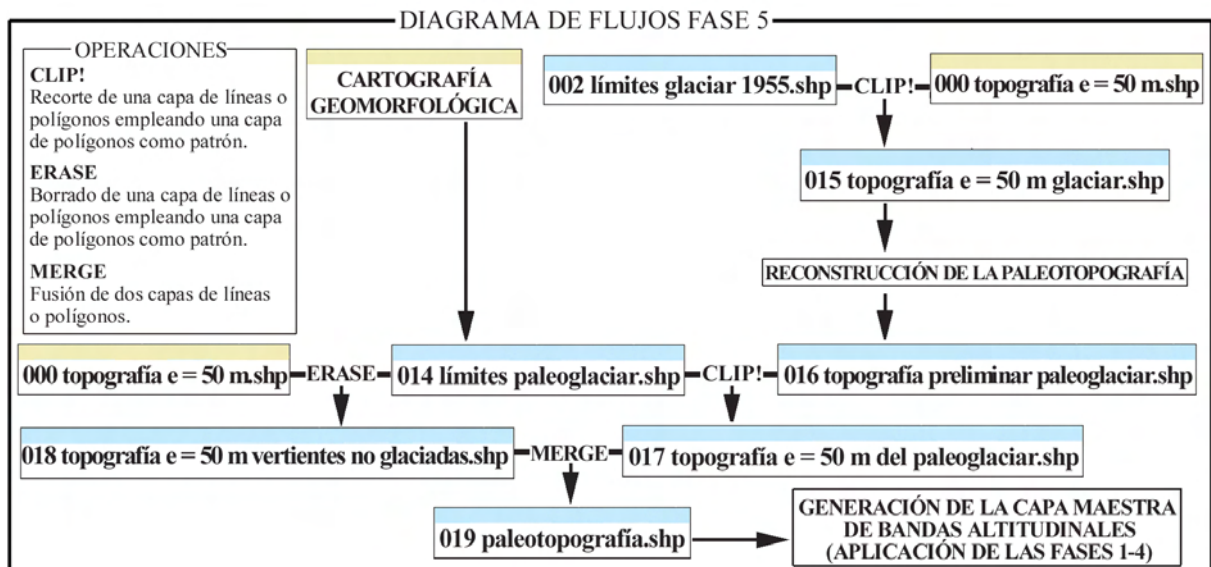
### 3.3.5. FASE 5: reconstrucción de las superficies y las paleoELAs AABR de los paleoglaciares

En apartados anteriores (fases 1-4) se han explicado los procedimientos que se utilizaron para delimitar los glaciares actuales, reconstruir sus ELAs y elaborar modelos espaciales de esos niveles donde se equilibra el balance de masa y de las zonas de acumulación y ablación.

Las bases geográficas que se utilizaron para alcanzar esos objetivos fueron fotografías aéreas e imágenes de satélite, para cartografiar los límites de las masas de hielo, y la topografía del territorio, para generar la capa maestra de bandas altitudinales. Recortando esa capa maestra con las que representaban la delimitación de las masas de hielo se obtuvieron las capas de bandas altitudinales de cada glaciar que se emplearon para realizar los cálculos necesarios para reconstruir sus ELAs.

La aplicación de las mismas técnicas para analizar masas de hielo desaparecidas requirió que previamente se reconstruyeran los límites y las curvas de nivel de los paleoglaciares, con el fin de poder reconstruir la paleotopografía del territorio, volver a generar una capa maestra de bandas altitudinales y repetir los procedimientos explicados con anterioridad.

El método que permitió alcanzar esos objetivos, descrito en el diagrama de flujos de la figura 3.23, se aplicó sistemáticamente para analizar todos los paleoglaciares que se definieron en la Pequeña Edad del Hielo y en el Último Maximo Glacial Regional.



**Figura 3.23:** procedimiento para reconstruir los límites y la paleotopografía de las masas de hielo desaparecidas.

El método consistió básicamente en generar una capa representando la paleotopografía del territorio ('019 paleotopografía.shp'), con el fin de poder aplicar los procedimientos descritos en las fases 1-4. Para obtenerla previamente fue necesario generar otras tres capas, siguiendo los pasos que se explican a continuación:

- 1) Capa '014 límites paleoglaciár.shp': delimitación de las masas de hielo.
- 2) Capa '017 topografía e = 50 m del paleoglaciár.shp': paleotopografía de los paleoglaciares.
- 3) Capa '018 topografía e = 50 m vertientes no glaciadas.shp': topografía de las vertientes que no fueron ocupadas por las masas de hielo

**1) Obtención de la capa ‘014 límites paleoglaciario.shp’:** la digitalización de los límites de los paleoglaciares se realizó sobre la base de las formas morrénicas cartografiadas en el mapa geomorfológico que previamente se había elaborado en el sistema de información geográfica (capítulo 2). Esa tarea se apoyó en gran medida en la fotointerpretación estereoscópica de los vuelos disponibles, el análisis de las imágenes de satélite y las fotografías, anotaciones, croquis y correcciones realizadas durante las campañas de trabajo de campo.

**2) Generación de la capa ‘017 topografía del paleoglaciario.shp’:** el proceso para crear la capa que representaba la topografía de los paleoglaciares se desarrolló en tres etapas (a, b y c):

2.a) Recorte de la topografía: en primer lugar se utilizó la opción CLIP! del menú X-TOOLS para disectar la capa de la topografía actual (‘000 topografía e = 50 m.shp’) empleando como patrón de corte la capa que representaba los límites de los glaciares en la primera fecha con fotografías aéreas disponibles (‘002 límites glaciar 1955.shp’). De ese modo se obtuvo una capa que incluía exclusivamente la topografía de las masas de hielo que se conservaban en esa fecha (‘015 topografía e = 50 m glaciar.shp’).

2.b) Reconstrucción de la paleotopografía: a continuación la capa de la topografía de los glaciares en 1955 se editó prolongando las curvas de nivel hasta sobrepasar los límites de los paleoglaciares (‘014 límites paleoglaciario.shp’), procurando representar con las isolíneas el volumen que se le suponía a las masas de hielo en cada fase. Con esa operación se generó una capa representando la paleotopografía sin depurar de las masas de hielo (‘016 topografía preliminar paleoglaciario.shp’).

2.c) Recorte de la paleotopografía: para ajustar con la mayor exactitud posible la edición de la paleotopografía a los límites de las masas de hielo, la capa ‘016 topografía preliminar paleoglaciario.shp’ se disectó utilizando la opción CLIP! del menú X-TOOLS y la capa ‘014 límites paleoglaciario.shp’ como patrón de corte.

**3) Construcción de la capa ‘018 topografía vertientes no glaciadas.shp’:** para obtener la capa que representaba la superficie de las laderas que quedaron al margen de la expansión de las masas de hielo se realizaron operaciones de borrado de la topografía actual de las vertientes (‘000 topografía e = 50 m.shp’) empleando como patrón las capas que delimitaban los paleoglaciares (‘014 límites paleoglaciario.shp’).

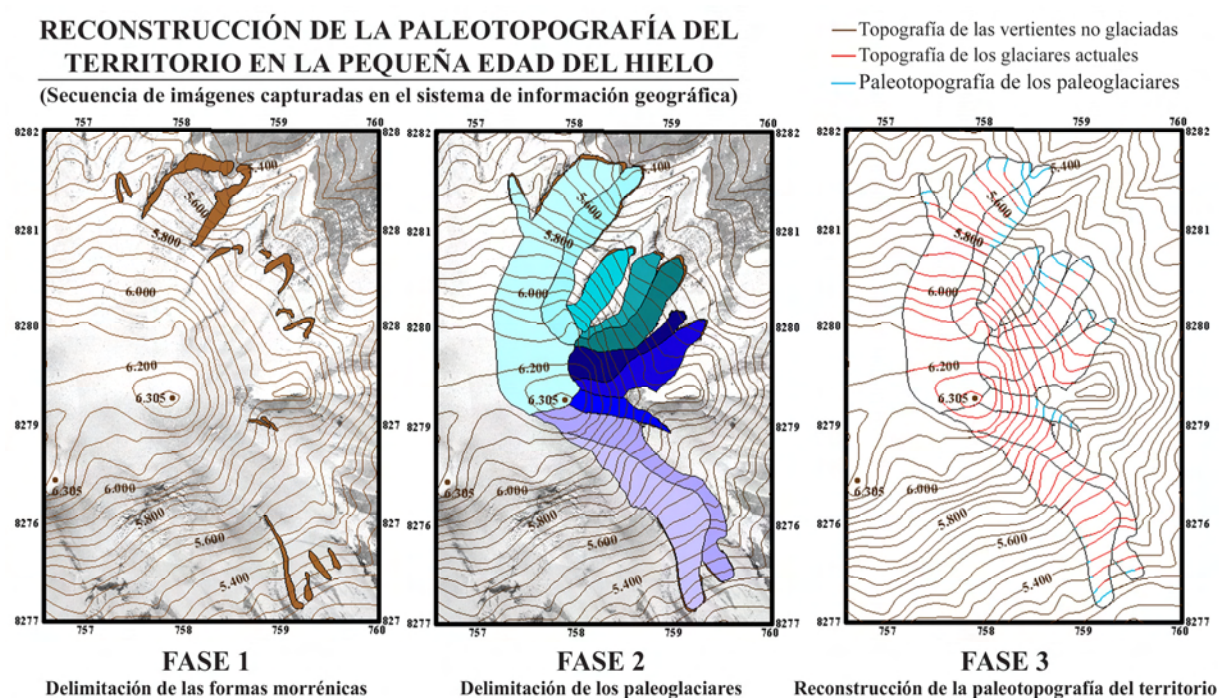
### **Edición de la capa que representaba la paleotopografía del territorio (‘019 paleotopografía.shp’) y las capas de bandas altitudinales de los paleoglaciares**

Después de alcanzar los anteriores objetivos, mediante la fusión de las capas ‘018 topografía vertientes no glaciadas.shp’ y ‘017 topografía del paleoglaciario.shp’ (empleando la opción MERGE del menú X-TOOLS), se generó una capa representando la paleotopografía del territorio (‘019 paleotopografía.shp’). La disponibilidad de esa capa permitió aplicar las fases 1-4 del método de análisis de la evolución de las masas de hielo, utilizando los procedimientos explicados en los apartados 3.3.1.-3.3.4 para generar la capa maestra de bandas altitudinales del territorio. A continuación se crearon las capas de bandas altitudinales de cada paleoglaciario mediante la realización de sucesivas operaciones de disección de la capa maestra empleando como patrón de corte las capas que representaban los límites de cada aparato.



En la figura 3.24 se han representado las capas que se generaron en el sistema de información geográfica durante las tres fases que permitieron reconstruir la base topográfica necesaria para obtener la capa de bandas altitudinales del territorio, aplicando posteriormente los procedimientos descritos en las fases 1-4 para analizar la evolución de los paleoglaciares durante la Pequeña Edad del Hielo.

En la parte izquierda de la figura (fase 1) aparecen las formas morrénicas delimitadas sobre la ortofoto de 1955. En el centro (fase 2), la capa de polígonos que delimita las masas de hielo. En la parte derecha (fase 3) se han diferenciado tres capas de líneas que representan la topografía de las vertientes no glaciadas, la topografía de los glaciares actuales y la paleotopografía de los paleoglaciares. Fundiendo las tres capas se creó una capa única recogiendo la paleotopografía del territorio.



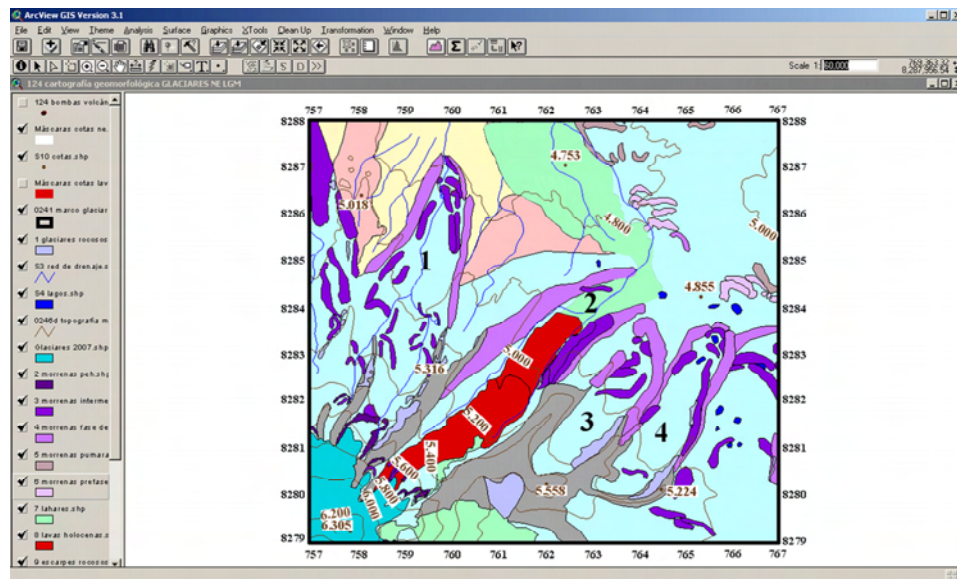
**Figura 3.24:** reconstrucción de la paleotopografía del territorio.

En las figuras que se presentan en la página siguiente se muestran tres vistas del sistema de información geográfica en las que aparecen respectivamente:

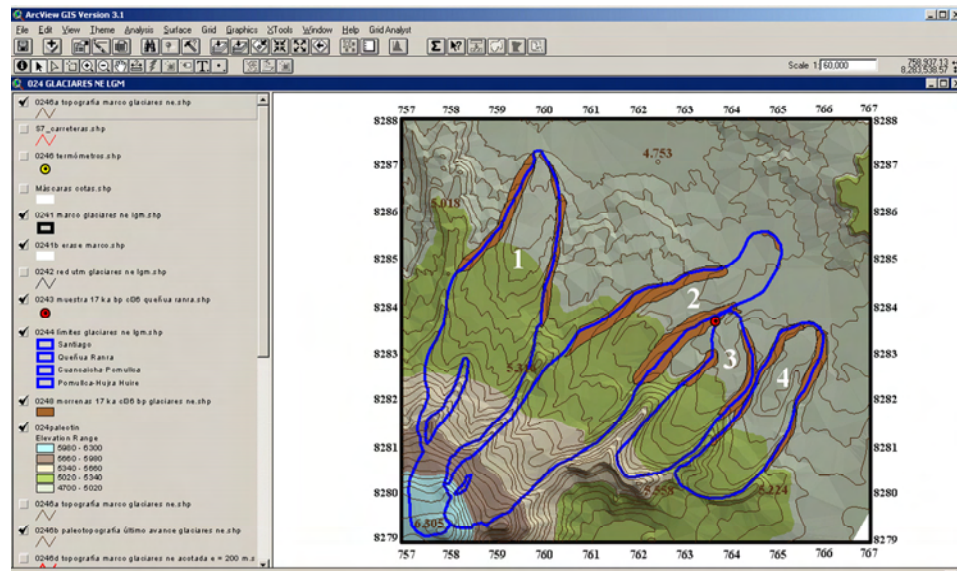
**Figura 3.25:** la cartografía geomorfológica de las quebradas de la vertiente septentrional del complejo volcánico Nevado Coropuna, sobre la que se reconstruyeron los límites y la paleotopografía de las masas de hielo durante el Último Máximo Glacial Regional.

**Figura 3.26:** la capa de polígonos que delimita los paleoglaciares durante el Último Máximo Glacial Regional (sin relleno y con los márgenes de color azul oscuro), sobre las formas morrénicas, la capa de la topografía y el modelo digital del terreno en formato TIN.

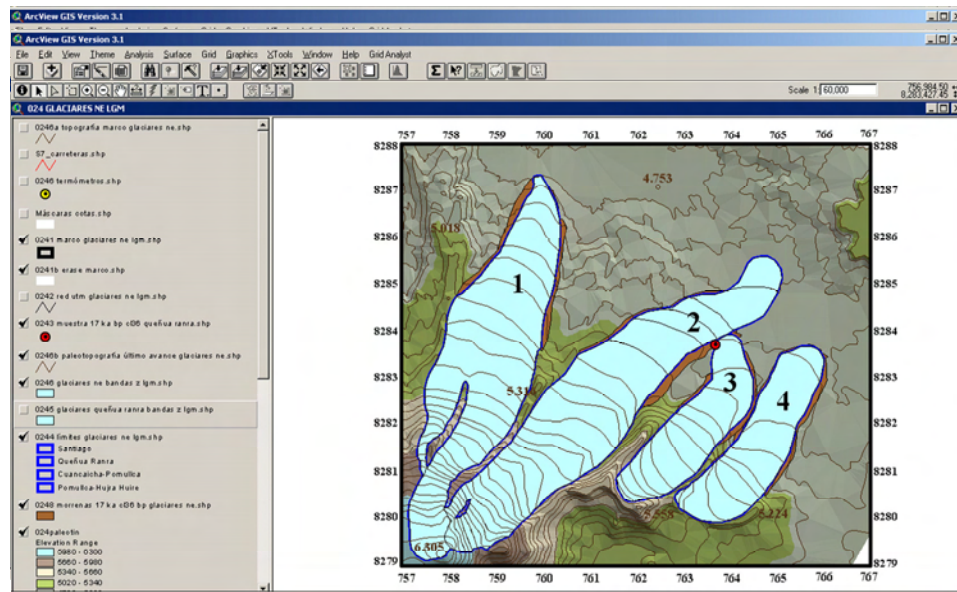
**Figura 3.27:** la capa de polígonos que contiene las bandas altitudinales de los paleoglaciares del Último Máximo Glacial Regional, que fueron generadas aplicando los procedimientos descritos en apartados anteriores.



Figuras 3.25: cartografía geomorfológica.



Figuras 3.26: delimitación de los paleoglaciares sobre las morrenas, la topografía y el TIN.



Figuras 3.27: bandas altitudinales de los paleoglaciares sobre las morrenas, la paleotopografía y el TIN.

### 3.3.6. **FASE 6: reconstrucción de las paleoELAs por los métodos MELM, THAR y AAR**

Debido a que el método AABR es el que mejores resultados ofrece (Benn et al., 2005), las paleoELAs reconstruidas por ese procedimiento constituyeron los niveles de referencia de las sucesivas etapas de la investigación, a las que se dedicarán los siguientes capítulos de esta memoria.

No obstante la mayor parte de las paleoELAs de los Andes Centrales publicadas hasta el presente fueron estimadas mediante la aplicación de otras técnicas. Por esa causa también se consideró conveniente reconstruir las paleoELAs del Nevado Coropuna empleando los métodos utilizados con mayor frecuencia en otras regiones (MELM, THAR y AAR) y evaluar el desnivel de los resultados alcanzados en el complejo volcánico con respecto a los obtenidos por el método AABR.

De ese modo se dotó a la investigación de las herramientas necesarias para contrastar las reconstrucciones de las paleoELAs obtenidas en el Nevado Coropuna por diferentes métodos y compararlas con estimaciones procedentes de trabajos desarrollados en otros lugares de la región de los Andes Centrales.

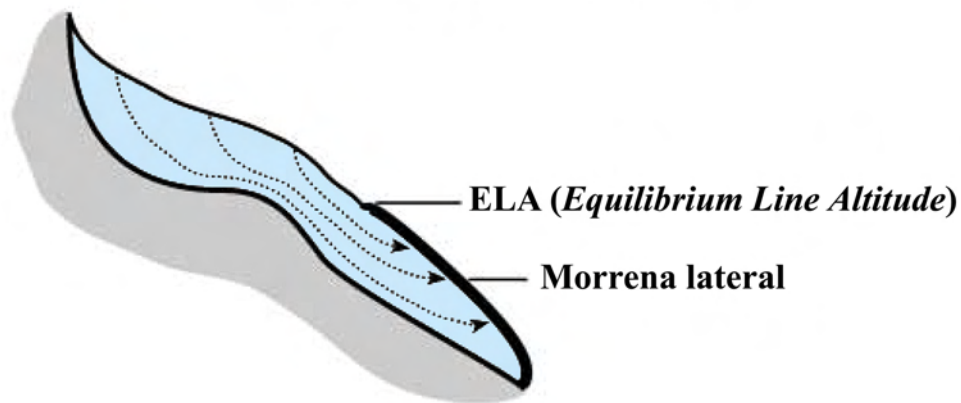
En los siguientes apartados se explicarán los principios generales de los métodos MELM, THAR y AAR, y los procedimientos mediante los que fueron aplicados en el presente trabajo de investigación.

#### 3.3.6.a) Reconstrucción de las paleoELAs por el método MELM

El método de la máxima elevación de las morrenas laterales (Lichtenecker, 1938; Visser, 1938), conocido por el acrónimo de su denominación anglosajona *Maximum Elevation of Lateral Moraines* (MELM), se fundamenta en la consideración de que cuando los paleoglaciares culminaron su expansión, las acciones de deposición en sus márgenes sólo se produjeron por debajo de la paleoELA, que por ese motivo equivale a la máxima altitud alcanzada por las formas morrénicas (figura 3.28).

#### **MÉTODO MELM (*MAXIMUM ELEVATION OF LATERAL MORAINES*)**

**Modificado de Porter (2001)**



**Figura 3.28:** parámetros implicados en el cálculo de las paleoELAs por el método MELM.



El método MELM es útil para realizar una rápida valoración de la paleoELA y proporciona una estimación mínima de su valor (Andrews, 1975), que puede utilizarse para contrastar los resultados obtenidos por otras técnicas. Sin embargo frecuentemente las morrenas no están bien conservadas, porque en las áreas de alta montaña los procesos de erosión son muy eficaces como consecuencia de las elevadas pendientes y el fuerte desnivel que las caracterizan (Benn et al., 2005).

Si las formas morrénicas están erosionadas las estimaciones de las paleoELAs deducidas por el método MELM pueden encontrarse notablemente por debajo de la paleoELA real, por lo que su estado de conservación debe ser tenido en consideración. En un área de alta montaña tectónica y volcánicamente activa, como el Nevado Coropuna, las morrenas pueden haber desaparecido o encontrarse parcialmente ocultas a causa de diferentes procesos:

- Reavances de las masas de hielo que hubiesen alcanzado la posición en la que se encontraban las morrenas.
- Acciones erosivas de la arroyada concentrada, favorecida por el desnivel, la pendiente y el abastecimiento de agua permanentemente asegurado por el deshielo de los glaciares.
- Procesos periglaciares como coladas de derrubios (*debris flows*), fenómenos de soliflucción o formación de nichos nivales.
- Desprendimientos desencadenados por sismos.
- Recubrimientos de depósitos volcánicos (coladas de lava o depósitos piroclásticos).

### **Procedimiento para aplicar el método MELM en el presente trabajo de investigación:**

La elaboración del mapa geomorfológico en el sistema de información geográfica permitió abordar tres tareas:

- 1) Reconocimiento, delimitación y cartografía de las morrenas.
- 2) Establecimiento de las cronologías relativas de las formas morrénicas.
- 3) Determinación de las máximas altitudes de las morrenas cartografiadas, realizando consultas sobre el modelo digital del terreno.

El cálculo de las paleoELAs consistió en realizar un sencillo tratamiento estadístico de las altitudes máximas de las morrenas laterales empleando dos criterios diferentes:

- MELM1:** calculando el promedio de las máximas altitudes absolutas de las morrenas laterales de cada valle glaciar.
- MELM2:** estimando el promedio de las altitudes máximas de todas las morrenas laterales.

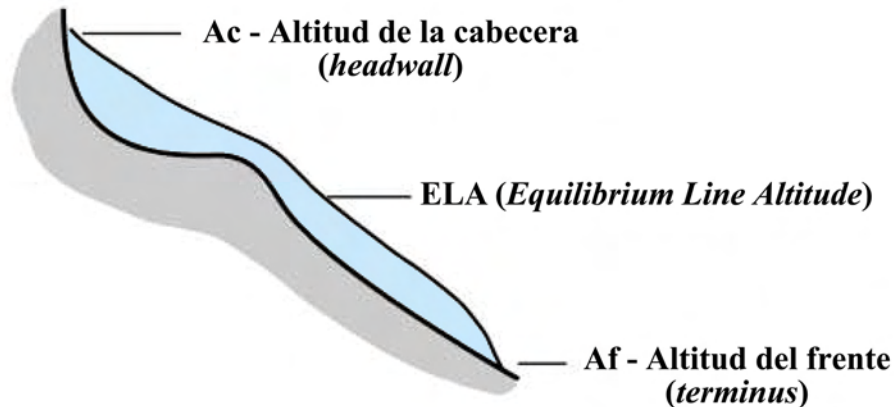
Por último se calcularon los desniveles de las paleoELAs obtenidas a través de las dos versiones (MELM1 y MELM2) con respecto a la paleoELA AABR, para evaluar la magnitud de las diferencias de los resultados alcanzados mediante la aplicación de ambos métodos (AABR y MELM).

### 3.3.6.b) Reconstrucción de las paleoELAs del Último Máximo Glacial Regional por el método THAR

El método THAR (Meierding, 1982; Porter, 1981), acrónimo de su denominación anglosajona *Terminus Headwall Altitude Ratio*, se basa en asumir que cuando se produjo su máxima expansión existió una relación constante entre la altitud del frente (*terminus*) y la cabecera (*headwall*) de los paleoglaciares (figura 3.29), expresada por el ratio THAR.

#### MÉTODO THAR (TERMINUS HEADWALL ALTITUDE RATIO)

Modificado de Porter (2001)



**Figura 3.29:** parámetros implicados en el cálculo de las paleoELAs por el método THAR.

Conocidas las altitudes de la cabecera y el frente de las masas de hielo, el ratio THAR y el nivel de la ELA pueden estimarse resolviendo un sistema de dos ecuaciones (Porter, 2001):

$$\text{THAR} = (\text{ELA} - \text{Af}) / (\text{Ac} - \text{Af})$$

$$\text{ELA} = \text{Af} + \text{THAR}(\text{Ac} - \text{Af})$$

**Donde:**

**THAR:** relación entre las altitudes de la cabecera y el frente del glaciar.

**ELA:** *Equilibrium Line Altitude* (m).

**Ac:** altitud de la cabecera del glaciar (m).

**Af:** altitud del frente del glaciar (m).

Por lo tanto los resultados de las reconstrucciones de las ELAs obtenidas por este método dependen de la elección del ratio THAR, cuyo valor puede diferir entre masas de hielo localizadas en la misma región o entre glaciares actuales y paleoglaciares (Benn et al., 2005).

Lo cierto es que no existe un consenso pleno sobre cual es el valor más apropiado. Benn et al (2005) consideraron que un ratio THAR=0,5 era el más adecuado para las latitudes medias y altas. El mismo valor se encontró en África tropical, en el macizo del Rwenzori (Uganda), aunque en casquetes de hielo situados sobre volcanes de la misma región se redujo hasta 0,3 (Osmaston, 1965).

En los Andes del Norte los valores fueron más moderados, de 0,2 y 0,4 (Rodbell, 1991; Rodbell, 1992), mientras en los Andes Centrales orientales se estimaron en 0,55 en la cordillera Vilcanota (Mark & Seltzer, 2002) y 0,37 en la Cordillera Real de Bolivia (Seltzer, 1992; Seltzer et al., 1995; Wagon et al., 1999), algunos cientos de km hacia el Sur.

**Procedimiento para aplicar el método THAR en el presente trabajo de investigación:**

Para aplicar el método THAR se utilizaron las altitudes máximas y mínimas de las masas de hielo, que habían sido determinadas e incluidas en las bases de datos asociadas a las capas del sistema de información geográfica en la fase 2.3 del procedimiento de análisis de la evolución de los glaciares (apartado 3.3.2.c). La operación consistió en introducir los valores de las cotas en hojas de cálculo programadas para estimar el resultado de la ecuación propuesta por Porter (2001) para calcular las paleoELAs THAR, utilizando los siguientes ratios:

**THAR1:** cociente de las altitudes máximas y mínimas de cada paleoglaciador, determinadas en el sistema de información geográfica.

**THAR2:** promedio de los cocientes de las altitudes máximas y mínimas de cada paleoglaciador, determinadas en el sistema de información geográfica.

**THAR3:** THAR=0,50, empleado por Osmaston (1965) en el Macizo del Rwenzori.

**THAR4:** THAR=0,30, utilizado por Osmaston (1965) en casquetes de hielo sobre volcanes de la misma región.

En la figura 3.30 se presenta una de las hojas de cálculo programadas para estimar automáticamente las paleoELAs por el método THAR, en la que se han introducido los datos de cuatro paleoglaciares falsos (1-4).

**HOJA DE CÁLCULO PARA LA RECONSTRUCCIÓN DE LAS paleoELAs POR EL MÉTODO THAR**

COLUMNAS:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	COTAS		RATIOS*				paleoELAs THAR				
PALEOGLACIAR	H	T	THAR1	THAR2	THAR3	THAR4	THAR1	THAR2	THAR3	THAR4	
Paleoglaciador 1	6300	4200	0,67	0,66	0,50	0,30	5600	5250	5250	4830	
Paleoglaciador 2	6200	4100	0,66	0,66	0,50	0,30	5489	5483	5150	4730	
Paleoglaciador 3	6100	4000	0,66	0,66	0,50	0,30	5377	5383	5050	4630	
Paleoglaciador 4	6000	3900	0,65	0,66	0,50	0,30	5265	5283	4950	4530	
PROMEDIOS	-	-	0,66	-	-	-	5433	5350	5100	4680	
paleoELA AABR:	5100		DIFERENCIA paleoELA AABR - THAR:				-333	-250	0	420	

\*THAR1: = T/H · THAR2: promedio de THAR1 · THAR3: Osmaston (1965) en glaciares del Rwenzori · THAR4: Osmaston (1965) en ice caps sobre volcanes.

**Figura 3.30:** hoja de cálculo programada para estimar el valor de las paleoELAs por el método THAR.

Para operar con esa hoja de cálculo era necesario introducir la siguiente información:

**Columna 1:** denominación del paleoglaciador.

**Columnas 2-3:** cotas altitudinales de la cabecera (H) y el frente de las masas de hielo (T).

**Columnas 4-7:** valores del ratio THAR.

**Casilla correspondiente:** valor de la paleoELA reconstruida por el método AABR.

Satisfechos esos requisitos el sistema realizó automáticamente los siguientes cálculos:

**Columnas 8-11:** estimaciones de las paleoELAs deducidas de las ratios THAR.

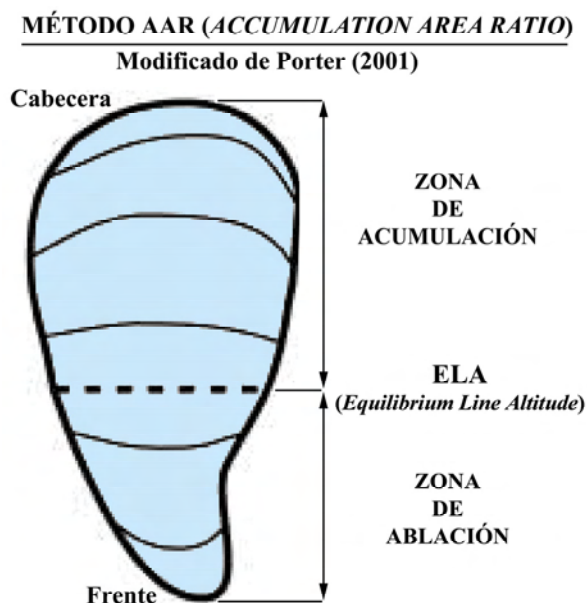
**Promedios:** de los valores THAR1 (empleados como ratio THAR2) y las paleoELAs.

**Diferencia de la paleoELA THAR con respecto a la paleoELA AABR.**



### 3.3.6.c) Reconstrucción de las paleoELAs por el método AAR

El método AAR (Brückner, 1886; Brückner, 1887; Brückner, 1906), acrónimo de su denominación anglosajona *Accumulation Area Ratio*, se basa en la consideración de que cuando los paleoglaciares alcanzaron su máxima expansión existía una relación constante entre la superficie de la zona de acumulación y la superficie total de las masas de hielo (figura 3.31). Por tanto, como en el caso del método THAR, la clave de la utilización de esta técnica reside en la selección del valor del ratio.



**Figura 3.31:** parámetros implicados en el cálculo de las paleoELAs por el método AAR.

Conocido el valor de la superficie total de las masas de hielo y la zona de acumulación, la relación entre las dos áreas está expresada por la ecuación matemática (Porter, 2001):

$$\text{AAR} = \text{Sc}/(\text{Sc}+\text{Sa})$$

**Donde:**

**Sc:** superficie de la zona de acumulación.

**Sa:** superficie de la zona de ablación.

Como en el caso del método THAR, los valores del ratio AAR han variado considerablemente en función de los autores y el contexto en el que se desarrollaron las investigaciones. En diferentes regiones de Norteamérica (Meir & Post, 1962; Hawkins, 1985) se han utilizado valores comprendidos dentro de una horquilla de un 30% (AAR=0,5-0,8) y en los Alpes del Sur, en Nueva Zelanda (Porter, 1975), la amplitud del rango de variación se redujo hasta un 10% (AAR=0,55-0,65).

En los trópicos húmedos, donde el gradiente de acumulación es más pronunciado que en los glaciares de las latitudes medias y altas, Kaser & Osmaston (2002) elevaron el valor del ratio hasta AAR=0,8. En el mismo trabajo se utilizó el valor de la varianza como criterio para seleccionar los valores más probables en una muestra de 75 paleoglaciares del LGM del macizo de Rwenzori (Uganda), obteniendo un rango de valores del ratio AAR entre 0,65 y 0,70, inferior a lo esperado en glaciares tropicales descubiertos pero compatible con masas de hielo cubiertas de derrubios (Benn et al., 2005). Kaser & Osmaston (2002) concluyeron que el promedio de ese intervalo (AAR=0,67) era el valor más apropiado para los glaciares tropicales.

**Procedimiento para aplicar el método AAR en el presente trabajo de investigación:**

Para aplicar el método se emplearon tres valores del ratio AAR:

**AAR1:** AAR=0,67, el valor que Kaser & Osmaston (2002) consideraron más apropiado para los glaciares tropicales.

**AAR2:** promedio de los ratios AAR3 estimados en el sistema de información geográfica.

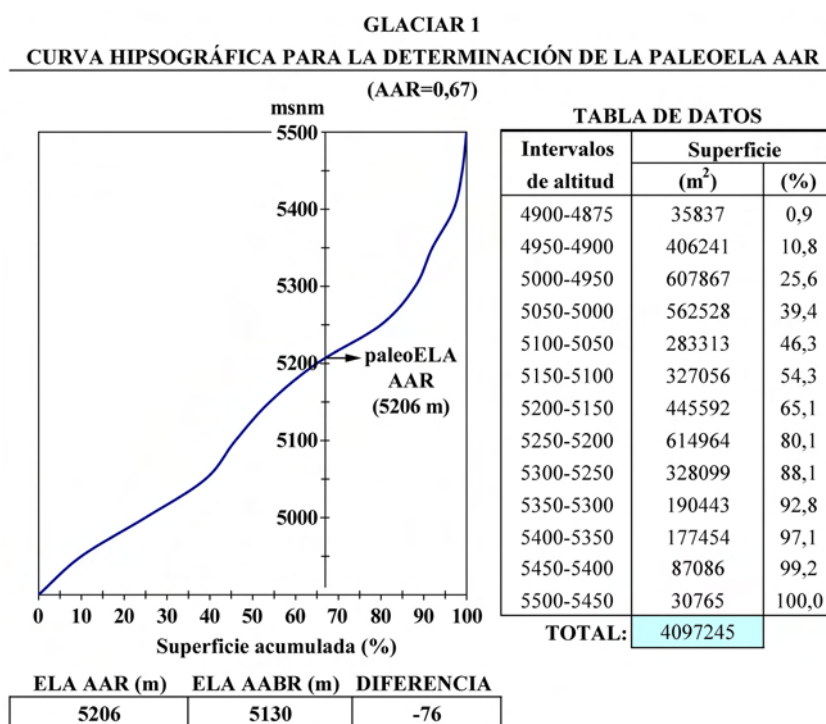
**AAR3:** ratio AAR determinado para cada glaciar en el sistema de información geográfica mediante el cálculo del cociente del área de su zona de acumulación y su superficie total.

El procedimiento habitualmente empleado para aplicar el método AAR consiste en construir una curva hipsográfica, que representa el porcentaje de la superficie acumulada en cada intervalo de altitud de las masas de hielo. Para alcanzar ese objetivo en este trabajo de investigación se programó la hoja de cálculo que se presenta en la figura 3.33, en la que se han introducido a modo de ejemplo los datos de un glaciar falso.

La utilización de la hoja de cálculo se desarrolló en dos fases:

**1) Construcción de la curva hipsográfica:** en primer lugar se introdujeron en la hoja de cálculo la denominación de las bandas altitudinales y sus superficies, permitiendo que el sistema estimara automáticamente el porcentaje (%) del área acumulada en cada intervalo de altitud y dibujara la curva hipsográfica.

**2) Determinación del nivel de la paleoELA AAR:** a continuación, en las propiedades del gráfico se indicó que el eje vertical (y), que representaba la altitud, cruzase el eje horizontal (x), que reflejaba la superficie acumulada (%), en el valor correspondiente al ratio AAR elegido, expresado en términos de porcentaje (67% en el ejemplo de la figura 3.32). De ese modo la paleoELA AAR fue determinada gráficamente por la intersección de la curva hipsográfica con el eje vertical, que en el caso hipotético que se muestra en la figura 3.32 se produce en el nivel de 5206 msnm.



**Figura 3.32:** hoja de cálculo programada para estimar paleoELAs por el método AAR.

Una vez determinadas las paleoELAs de cada glaciar mediante la aplicación de los ratios AAR1, AAR2 y AAR3 los resultados obtenidos se recogieron en otra hoja de cálculo (figura 3.33) programada para estimar automáticamente en cada sector del complejo volcánico (NE y SE) el promedio de las paleoELAs AAR y su desnivel con respecto a la paleoELA reconstruida por el método AABR.

**RESUMEN DE LAS PALEOELAs AAR Y SUS DESNIVELES CON RESPECTO A LAS PALEOELAs AABR**

COLUMNAS:	1	2	3	4	5	6	7	8	9
			<sup>1</sup> AAR1 = 0,67		<sup>2</sup> AAR2 = 0,58		<sup>3</sup> AAR3		
PALEOGLACIAR	ELA AABR	ELA AAR1	$\Delta Z$	ELA AAR2	$\Delta Z$	AAR3	ELA AAR3	$\Delta Z$	
Paleoglaciari 1	5300	5200	100	5290	10	0,33	5224	76	
Paleoglaciari 2	5250	5100	150	5282	-32	0,50	5206	44	
Paleoglaciari 3	5100	5000	100	5174	-74	0,67	5190	-90	
Paleoglaciari 4	5025	4900	125	5101	-76	0,82	5114	-89	
PROMEDIO	5169	5050	119	5212	-43	0,58	5184	-15	

Fuentes de los ratios AAR: <sup>1</sup>Kaser & Osmaston (2002) <sup>2</sup>Promedio de AAR3 <sup>3</sup>Ratios calculadas en el SIG

**Figura 3.33:** hoja de cálculo programada para calcular los promedios de las paleoELAs AAR1, AAR2 y AAR3 y su desnivel con respecto a las paleoELAs AABR.

El procedimiento para utilizar la hoja de cálculo consistió en introducir los siguientes datos:

**Columna 1:** denominación de los paleoglaciares.

**Columna 2:** paleoELAs reconstruidas por el método AABR (niveles de referencia).

**Columna 3:** paleoELAs estimadas por el método AAR1, con el valor considerado más apropiado por Kaser & Osmaston (2002) para los glaciares tropicales (AAR=0,67).

**Columna 5:** paleoELAs deducidas por el método AAR2, con el promedio de los ratios AAR3.

**Columna 7:** valores de los ratios AAR3, determinados para cada paleoglaciari mediante el cálculo de los cocientes de las superficies de la zona de acumulación y el área total de los paleoglaciares, medidas en el sistema de información geográfica.

**Columna 8:** paleoELAs evaluadas por el método AAR utilizando el ratio AAR3 de cada paleoglaciari.

Después de introducir esos datos el sistema calculó de forma automática los siguientes parámetros, que sirvieron para comparar las paleoELAs obtenidas mediante la aplicación de diferentes métodos:

**Columna 4:** desnivel ( $\Delta Z$ ) de la paleoELA AAR1 con respecto a la paleoELA AABR.

**Columna 6:** desnivel ( $\Delta Z$ ) de la paleoELA AAR2 con respecto a la paleoELA AABR.

**Columna 9:** desnivel ( $\Delta Z$ ) de la paleoELA AAR3 con respecto a la paleoELA AABR.



### 3.3.7. FASE 7: elaboración de pronósticos de futuro

La última fase del método de análisis de la evolución de los glaciares consistió en elaborar previsiones sobre su futuro basadas en las observaciones de sus tendencias en el pasado. Esa tarea se afrontó utilizando los resultados de la medición de las superficies y la reconstrucción de las ELAs, a escala del sistema glaciar y a escala de sus sectores NE y SE, que se habían obtenido previamente aplicando los procedimientos explicados en apartados anteriores.

Con esos datos se definieron las tasas de deglaciación que permitieron elaborar pronósticos sobre la evolución de las masas de hielo en el futuro, estableciendo cuándo podría producirse su desaparición mediante la determinación de una serie de fechas que se denominaron horizonte sin glaciares u horizonte 0 ( $H_0$ ). Los pronósticos se elaboraron en las mismas escalas en cinco escenarios, basados en la hipotética reproducción de las tasas observadas en 2007 con respecto a 1955 (escenario 1) o a 1986 (escenario 2), con un aumento de tasa similar al ocurrido entre las series 1955-2007 y 1986-2007 (escenario 3), o con el doble (escenario 4) o el triple (escenario 5) de ese incremento de tasa.

La interpretación de los resultados es diferente en función del geoindicador empleado. Si el horizonte sin glaciares se deduce de las tendencias de la superficie indica la fecha en la que se completaría la desaparición de la masa de hielo, pero si se estima en función de las observaciones de la ELA tiene otro significado. En ese caso señala el momento en el que la ELA se elevaría sobre el límite superior del glaciar, de manera que por definición desaparecería su zona de acumulación y se eliminaría cualquier posibilidad de que el balance de masa fuese positivo. En esas condiciones se asume que el glaciar entraría en una fase terminal y quedaría condenado a desaparecer en el plazo de tiempo que las condiciones ambientales precisasen para fundir la masa de hielo restante.

Las tasas de deglaciación ( $T_d$ ) y las fechas en las que hipotéticamente se produciría la desaparición de las masas de hielo (horizonte 0) se calcularon empleando de forma consecutiva dos sistemas de ecuaciones diferentes, dependiendo de si el geoindicador utilizado fue la reducción de la superficie o el incremento de la ELA:

#### 1) Definición de las tasas de deglaciación:

$$T_{dS} = \Delta S / R$$

$$T_{dELA} = \Delta ELA / R$$

Siendo:

$T_{dS}$ : tasas de deglaciación basadas en la reducción de la superficie ( $\text{km}^2/\text{año}$ ).

$T_{dELA}$ : tasas de deglaciación basadas en el incremento de la ELA ( $\text{m/año}$ ).

$\Delta S$ : reducción de la superficie ( $\text{km}^2$ ).

$\Delta ELA$ : incremento de la ELA (m).

R: rango (número de años de la serie).

#### 2) Determinación del horizonte sin glaciares:

$$H_0 = (S_{2007} / T_{dS}) + 2007$$

$$H_0 = (D_{2007} / T_{dELA}) + 2007$$

Siendo:

$S_{2007}$ : superficie del glaciar en 2007 ( $\text{km}^2$ ).

$T_{dS}$ : tasa anual de deglaciación, en función de la reducción de la superficie ( $\text{km}^2/\text{año}$ ).

$D_{2007}$ : desnivel entre el valor de la ELA en 2007 y la cota máxima del glaciar (m).

$T_{dELA}$ : tasa anual de deglaciación, en función del incremento de la ELA ( $\text{m/año}$ ).

## 3.4. RESULTADOS

### 3.4.1. Superficies y ELAs del sistema glaciar del Nevado Coropuna

Si se observan desde el altiplano, desde un avión o desde un satélite, los glaciares que ocupan el área de cumbres del Nevado Coropuna tienen el aspecto de un gran casquete de hielo. Sin embargo, el examen en detalle de las fotografías aéreas del complejo volcánico a través del estereoscopio revela que en realidad se trata de un sistema formado por entre 60 y 70 lenguas de hielo que descienden por las laderas de los edificios volcánicos. Las masas de hielo pueden aparecer parcialmente cubiertas de nieve, dependiendo de la estación y la cuantía de las precipitaciones recibidas durante el año.

Para mostrar una visión de conjunto del sistema glaciar, las siguientes figuras muestran cuatro vistas del Nevado Coropuna desde diferentes orientaciones. La figura 3.34 una panorámica realizada en julio de 2005 desde el altiplano que se extiende al SO del complejo volcánico y las figuras 3.35 y 3.36 dos fotografías aéreas oblicuas efectuadas en agosto de 2007 desde un avión del Servicio Aerofotográfico Nacional del Perú (SAN), durante dos pasadas realizadas al NO y al NE del área de cumbres.

Debido a que fueron realizadas durante el invierno austral, los glaciares aparecen en las fotografías parcialmente cubiertos por la nieve que aún se conservaba desde el verano anterior. Por el contrario, en la figura 3.37 la superficie del sector oriental del sistema glaciar aparece completamente desnuda y la cubierta nival ha desaparecido. Esa fotografía fue realizada en octubre de 2005, cuando la estación de la ablación se encontraba muy avanzada y todavía no había comenzado la temporada de las lluvias.



**Figura 3.34:** panorámica de la vertiente meridional del Nevado Coropuna desde el SO.



**Figura 3.35:** vista aérea oblicua del Nevado Coropuna desde el NO.



**Figura 3.36:** vista aérea oblicua del sector septentrional del Nevado Coropuna desde el NE.



**Figura 3.37:** vertiente septentrional del sector oriental del Nevado Coropuna vista desde el altiplano.

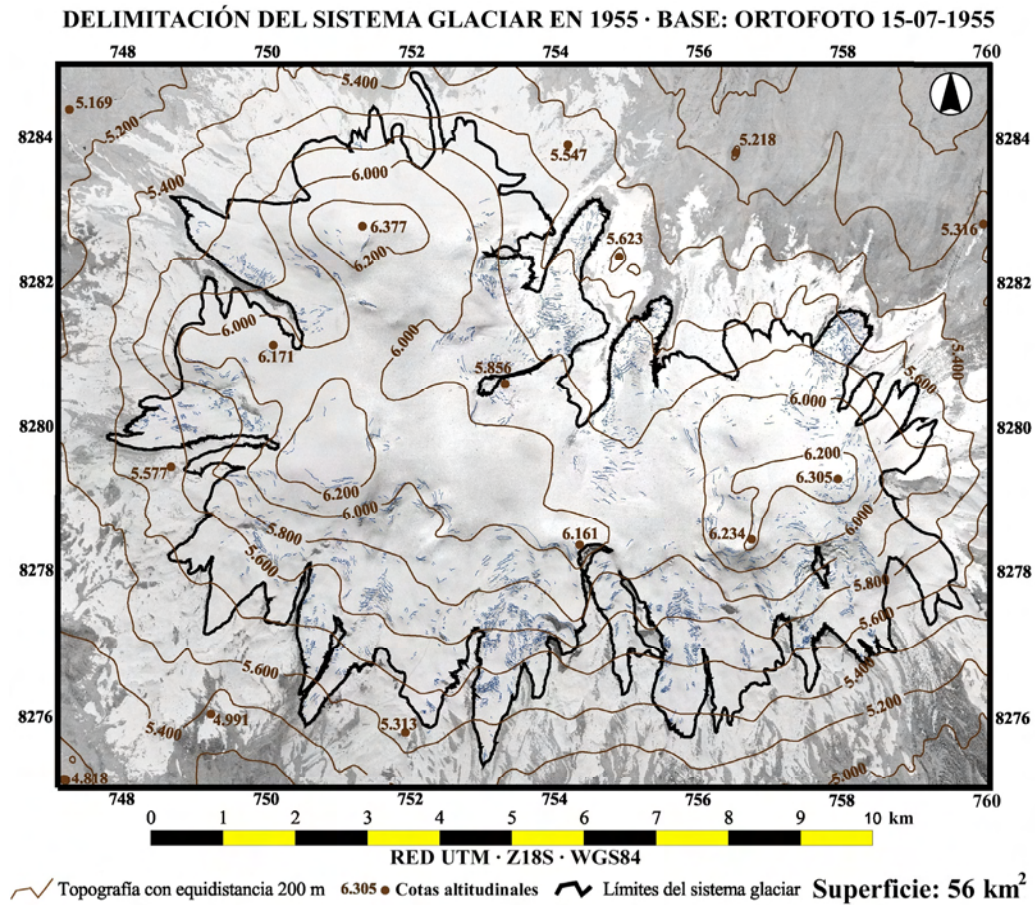
### 3.4.1.a) Delimitación y medida del sistema glaciar

Utilizando la metodología descrita en anteriores apartados se elaboraron tres cartografías del sistema glaciar sobre las ortofotos de 1955 y 1986 y la imagen del satélite ASTER registrada en 2007. Los mapas se muestran en las páginas siguientes sobre las bases empleadas para la delimitación (figuras 3.38, 3.39 y 3.40), junto a otro que representa el retroceso de las masas de hielo entre las tres fechas (figura 3.41), generado mediante la superposición de los anteriores.

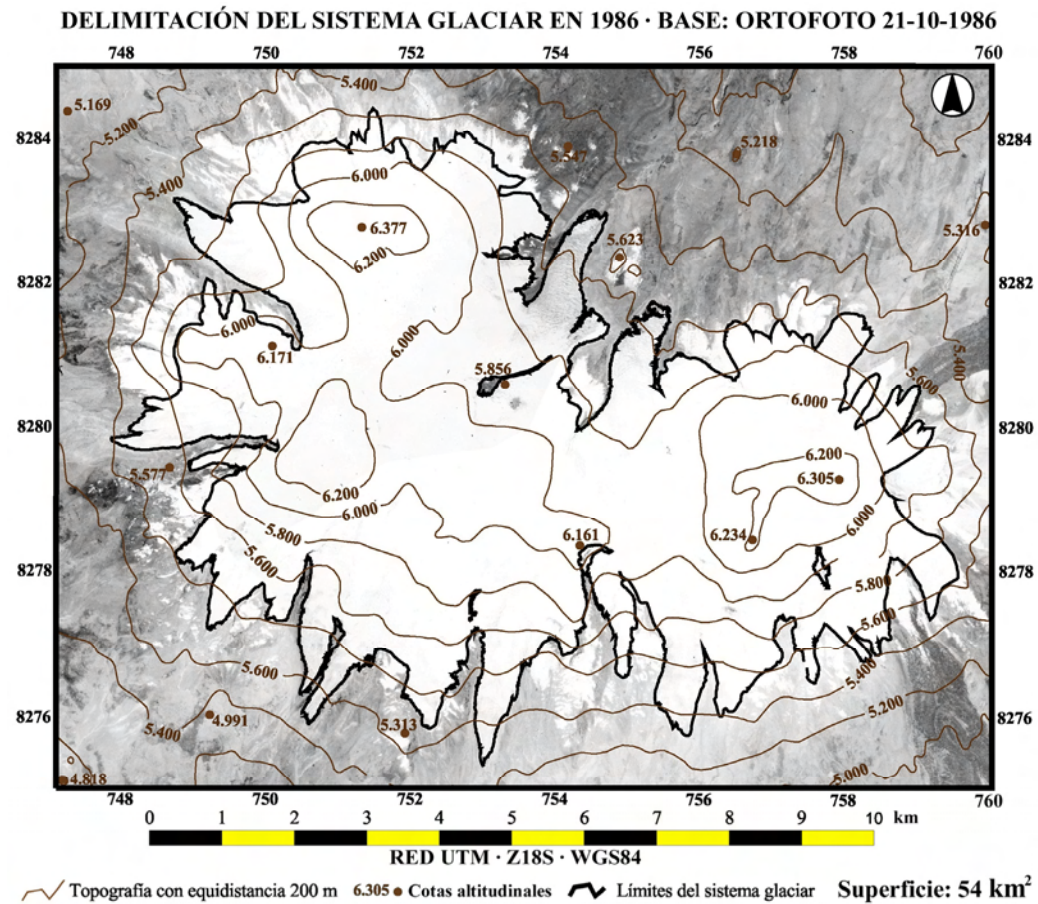
De la medición de las áreas del sistema glaciar se dedujeron los siguientes resultados:

	<b>1955</b>	<b>1986</b>	<b>2007</b>
<b>Superficie del sistema glaciar (km<sup>2</sup>):</b>	56,143	54,087	46,587



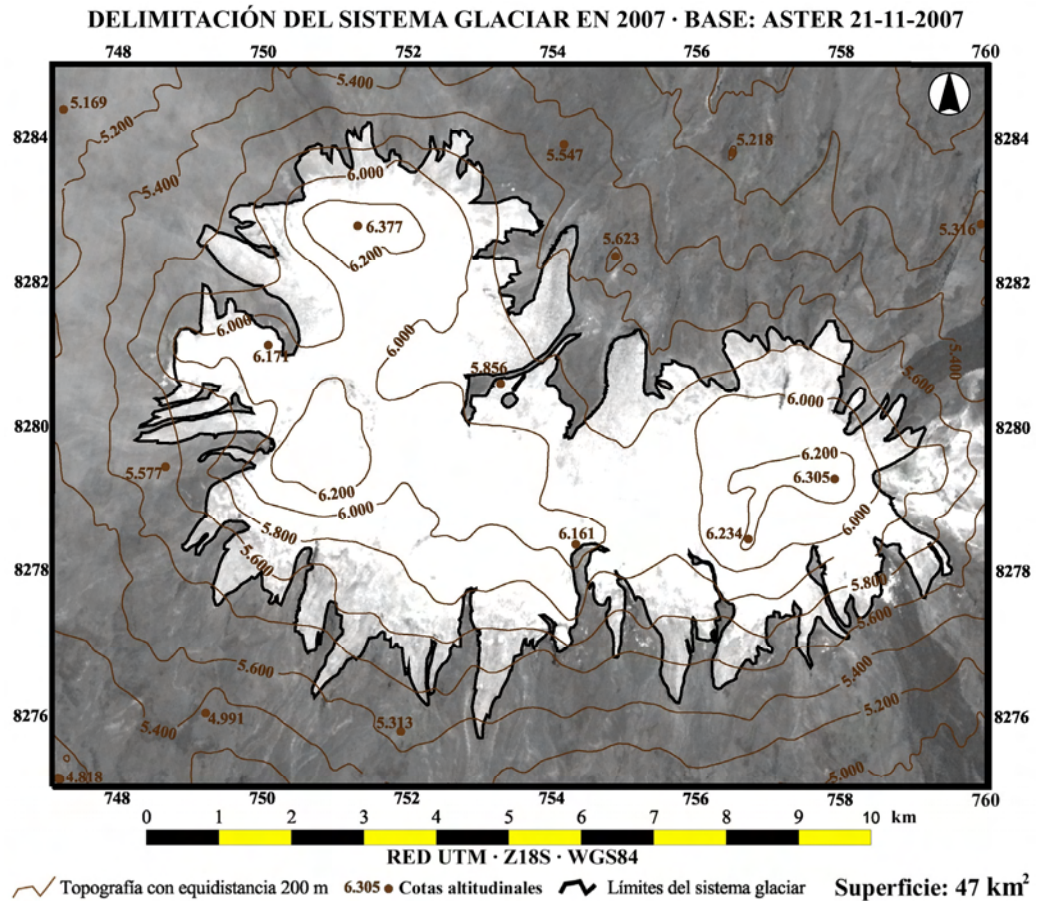


**Figura 3.38:** delimitación del sistema glaciar el 15 de julio de 1955.

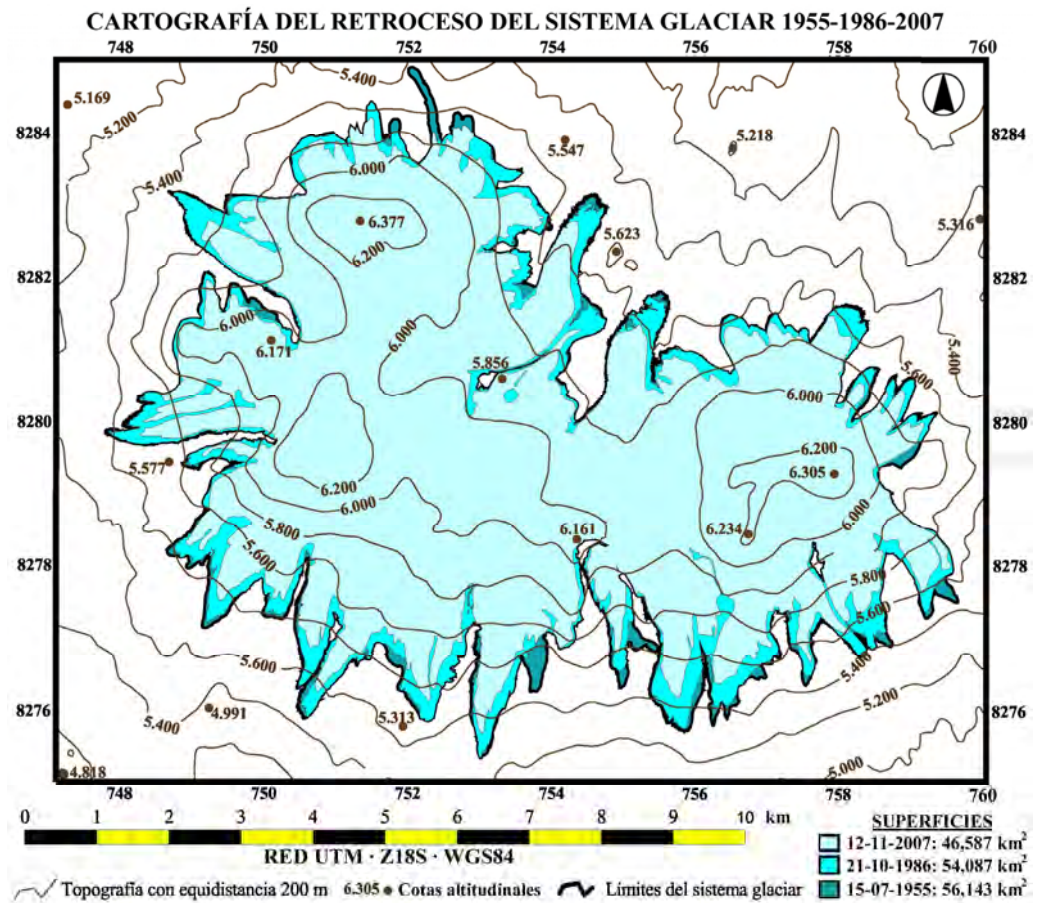


**Figura 3.39:** delimitación del sistema glaciar el 21 de octubre de 1986.





**Figura 3.40:** delimitación del sistema glaciar el 21 de noviembre de 2007.



**Figura 3.41:** delimitación del sistema glaciar en 1955, 1986 y 2007.

**3.4.1.b) Reconstrucción de las ELAs del sistema glaciar por el método *Area x Altitude* (AA)**

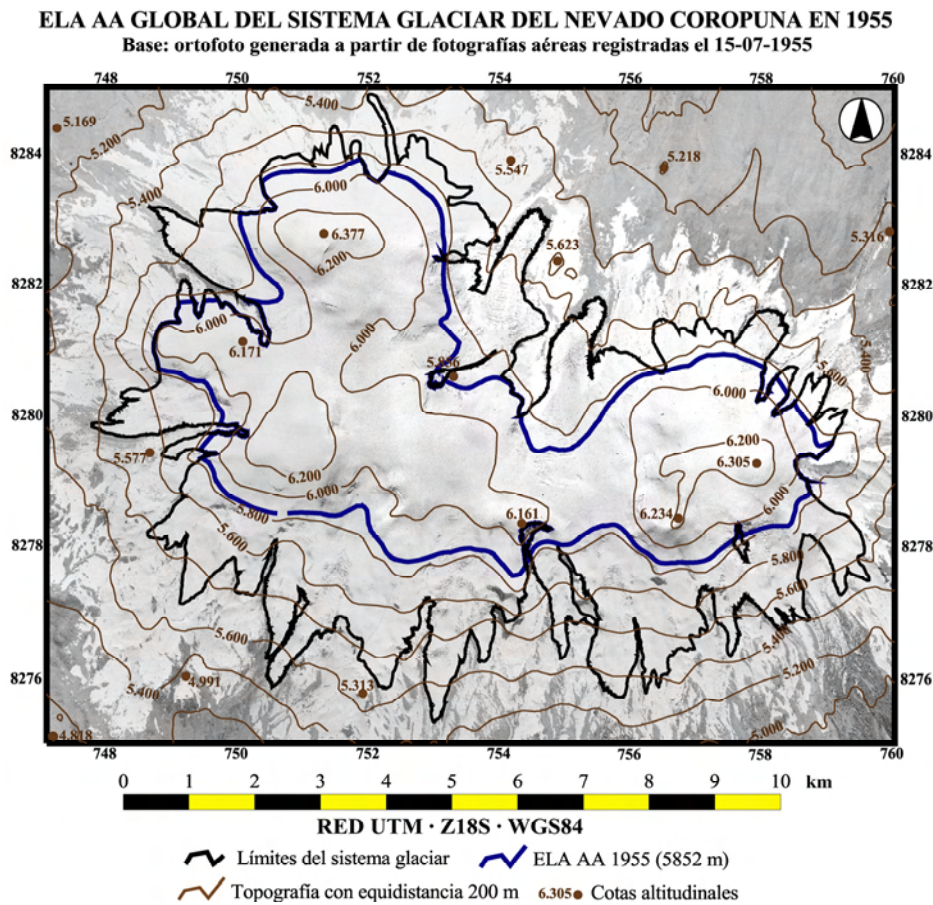
Utilizando la metodología descrita en anteriores apartados se reconstruyeron las ELAs del sistema glaciar en 1955, 1986 y 2007. Debido a que por definición el procedimiento completo del método AABR sólo puede aplicarse a un conjunto de glaciares, esa tarea se abordó empleando el método AA, obteniéndose los siguientes resultados:

	1955	1986	2007
ELA AA del sistema glaciar (m):	5852	5864	5910

Los mapas de las figuras 3.42, 3.43 y 3.44 muestran los modelos espaciales de las ELAs en las tres fechas, superpuestos sobre las capas que representan los límites del sistema glaciar y las bases sobre las que se digitalizaron.

Las reconstrucciones de las ELAs del sistema glaciar son una aproximación preliminar al problema que proporciona una valoración media a escala del complejo volcánico. El examen en detalle de los aparatos que conforman los sectores NE y SE del sistema glaciar permitió alcanzar resultados más precisos que serán expuestos en apartados sucesivos.

Las estimaciones de las ELAs obtenidas en esos sectores por el método AABR se situaron por encima y por debajo de las ELAs AA del sistema glaciar, siendo más elevadas en el sector NE, donde la orientación es más favorable a la insolación y la ablación es más efectiva, y más reducidas en el SE, donde las condiciones propician en mayor medida la conservación de las masas de hielo. Esas variaciones demuestran que el método AA es útil para obtener una valoración global de la ELA y el método AABR ofrece resultados más precisos.



**Figura 3.42:** modelo espacial de la ELA AA del sistema glaciar en 1955.



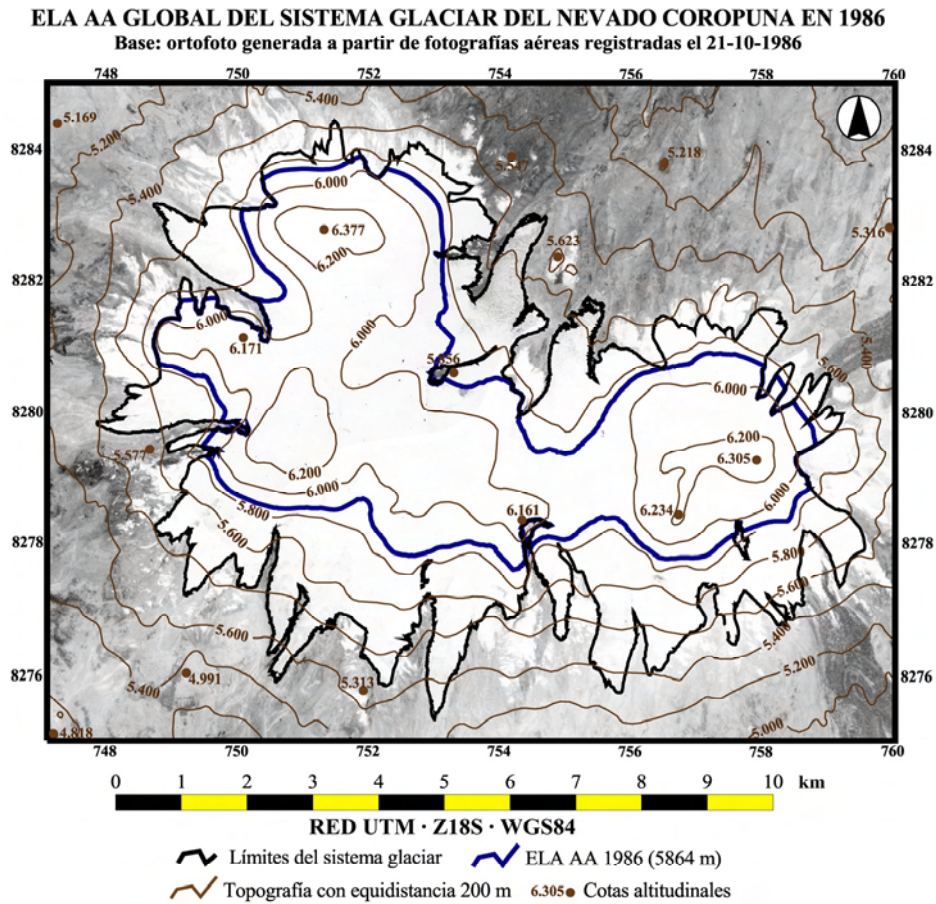


Figura 3.43: modelo espacial de la ELA AA del sistema glaciar en 1986.

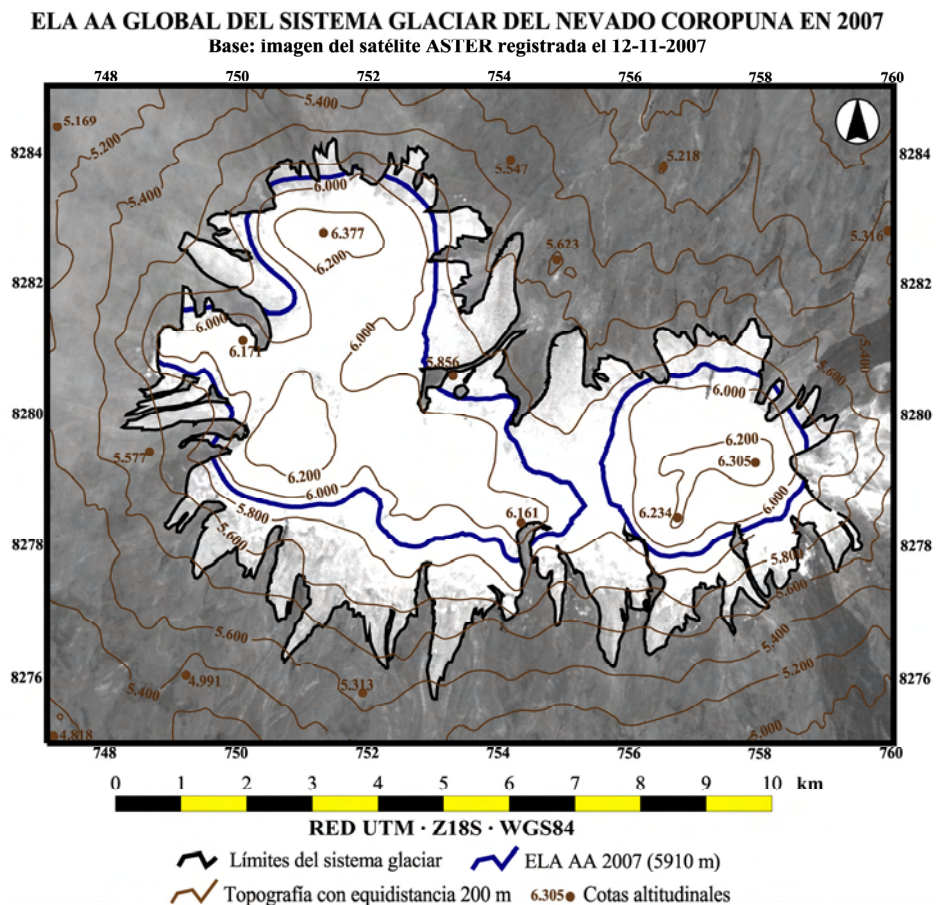


Figura 3.44: modelo espacial de la ELA AA del sistema glaciar en 2007.

### 3.4.2. Superficies y ELAs de los glaciares del sector NE del Nevado Coropuna

El análisis en detalle del sector NE del sistema glaciar, en el laboratorio y en el trabajo de campo, permitió diferenciar siete aparatos que durante su último máximo avance se encauzaron por las quebradas Santiago (glaciares Santiago 1 y 2) y Queñua Ranra (glaciares Queñua Ranra 1, 2, 3, 4 y 5).

La figura 3.45 es una cartografía geomorfológica elaborada en el sistema de información geográfica sobre la ortofoto de 1955, en la que se delimitaron las masas de hielo, sus discontinuidades y las divisorias de los valles glaciares.

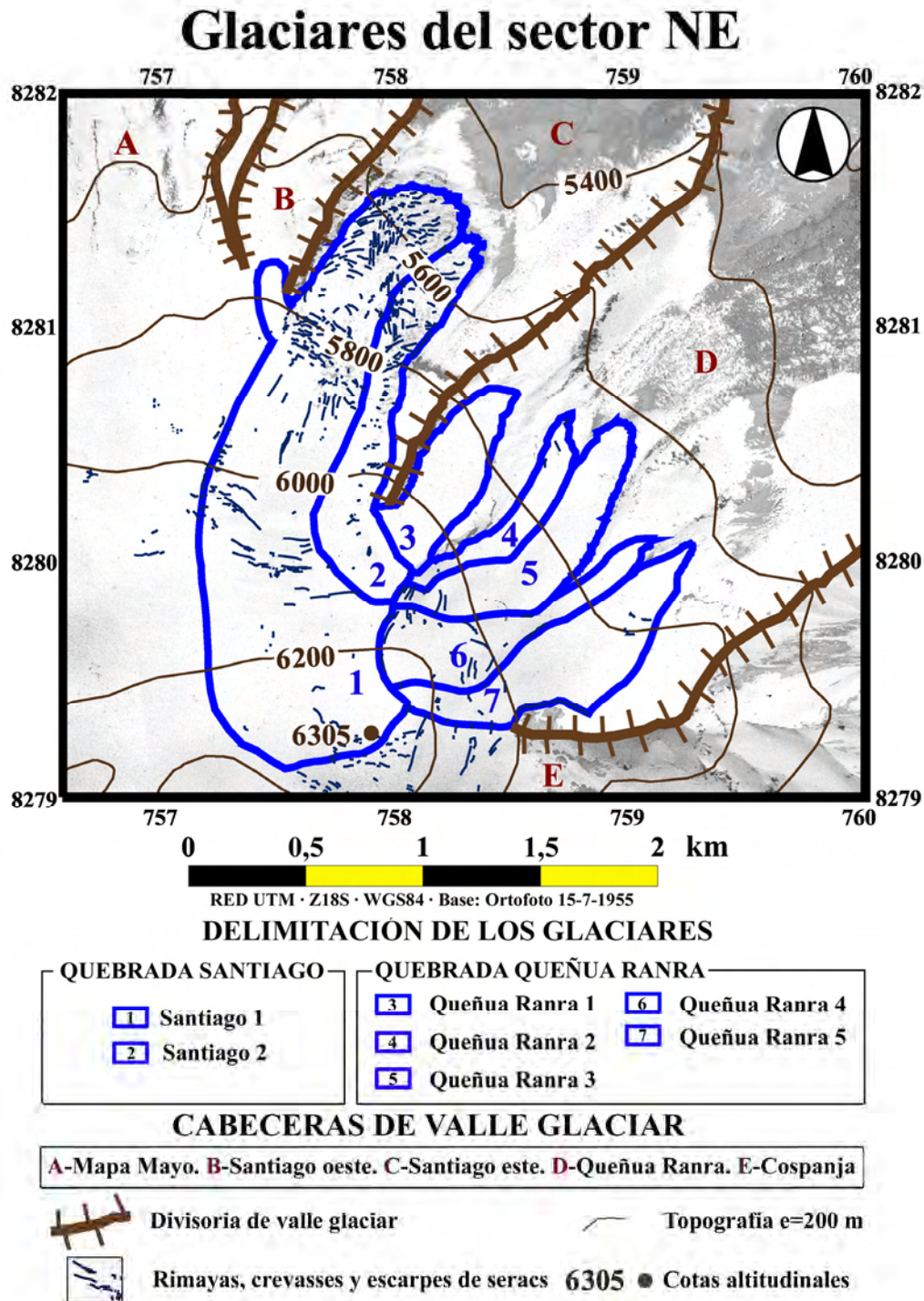


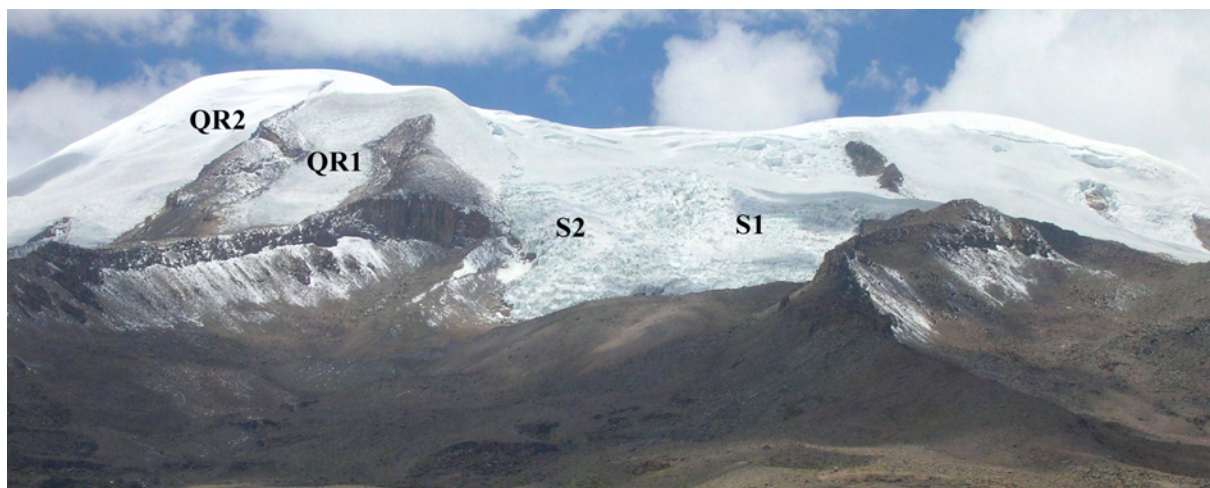
Figura 3.45: cartografía geomorfológica del sector NE del sistema glaciar del Nevado Coropuna.



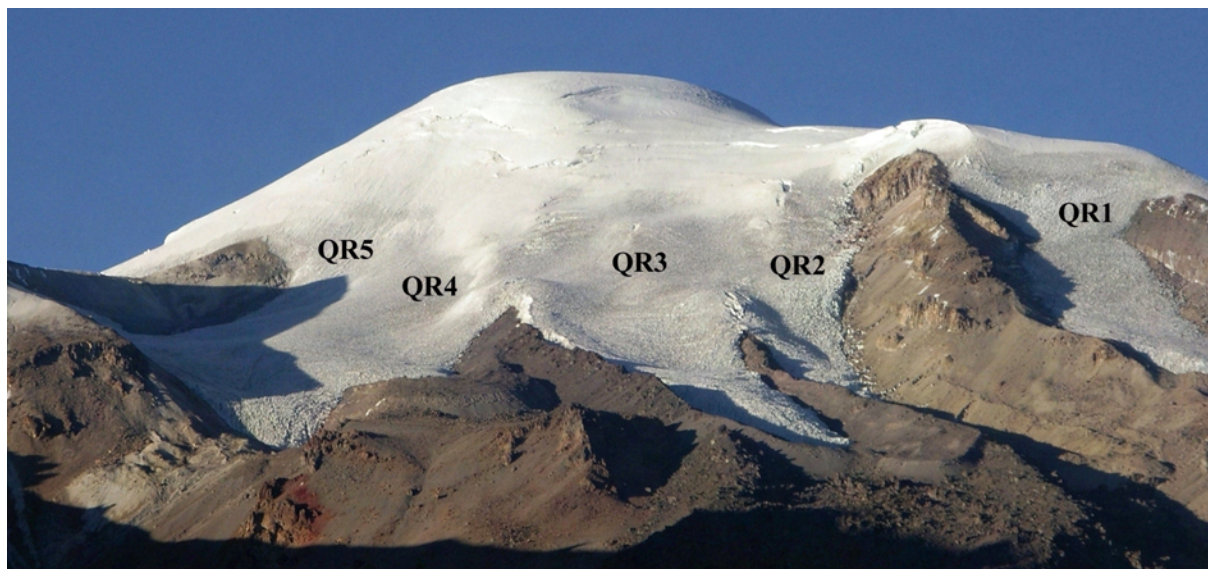
Las figuras 3.46 y 3.47 son dos fotografías de las cabeceras de las quebradas Santiago y Queñua Ranra, en las que se han señalado los aparatos que se diferenciaron en el sector NE del sistema glaciar del Nevado Coropuna.

En la fotografía de la figura 3.46, realizada en noviembre de 2006, se distinguen algunas manchas de nieve sobre las vertientes, causadas por las primeras precipitaciones que precedieron a la estación de las lluvias.

La fotografía de la figura 3.47 fue efectuada en octubre de 2005, con anterioridad a la temporada de las lluvias. Por esa causa las laderas de muestran desnudas y completamente desprovistas de nieve. En esa vista se observa con bastante claridad la línea del firn, el límite inferior de la cubierta nival que ha sobrevivido a la estación de la ablación. Vertiente abajo de ese umbral la superficie de los glaciares aparece con un tono más grisáceo que se debe a la presencia de los penitentes generados por los procesos de ablación, pero por encima las masas de hielo tienen un color blanco resplandeciente porque están completamente cubiertas de nieve. La altitud de la línea del firn coincide con bastante exactitud con las ELAs individuales de los glaciares en 2007, que fueron reconstruidas durante la primera fase de la aplicación del método AABR obteniéndose los resultados que se van a presentar en los siguientes apartados.



**Figura 3.46:** panorámica de la cabecera de la quebrada Santiago.



**Figura 3.47:** panorámica de la cabecera de la quebrada Santiago.

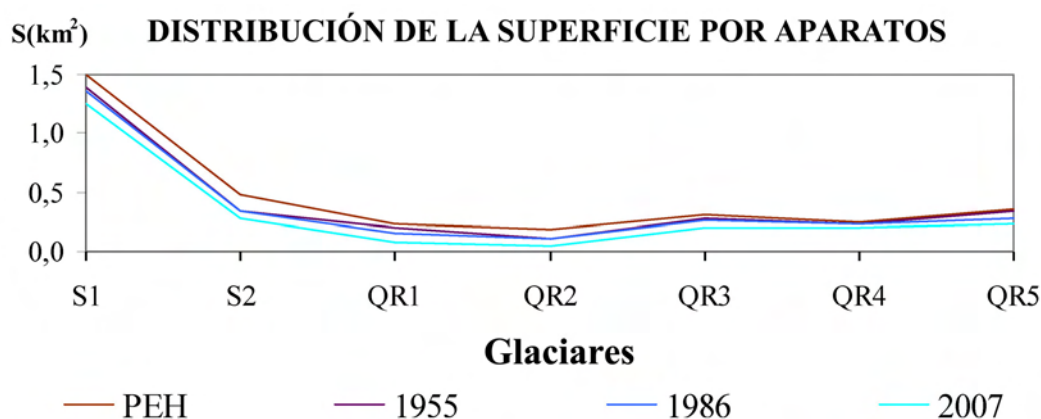


### 3.4.2.a) Medida de las superficies de los glaciares del sector NE

La delimitación de los aparatos que forman parte del sector NE del sistema glaciar, en la Pequeña Edad del Hielo, 1955, 1986 y 2007, permitió medir sus superficies en esas fases y alcanzar los resultados que se resumen en la tabla de la figura 3.48.

**SUPERFICIES DE LOS GLACIARES DEL SECTOR NE (km<sup>2</sup>)**

Glaciar	PEH	1955	1986	2007
Santiago 1	1,505	1,385	1,359	1,245
Santiago 2	0,480	0,345	0,342	0,274
Queñua Ranra 1	0,234	0,199	0,161	0,077
Queñua Ranra 2	0,190	0,113	0,103	0,044
Queñua Ranra 3	0,314	0,272	0,263	0,200
Queñua Ranra 4	0,255	0,235	0,233	0,207
Queñua Ranra 5	0,348	0,333	0,271	0,231
<b>TOTAL</b>	<b>3,326</b>	<b>2,882</b>	<b>2,732</b>	<b>2,278</b>



**Figura 3.48:** superficies de los glaciares del sector NE en la Pequeña Edad del Hielo, 1955, 1986 y 2007.

### 3.4.2.b) Reconstrucción de las ELAs de los glaciares del sector NE por el método AABR

La diferenciación de los aparatos del sector NE del sistema glaciar y la edición de sus capas de bandas altitudinales propiciaron la reconstrucción de las ELAs y paleoELAs por el método AABR, en la Pequeña Edad del Hielo, 1955, 1986 y 2007.

En las tablas de las figuras 3.49, 3.50, 3.51 y 3.52 se han resumido los resultados que se obtuvieron por el método AA durante la primera fase del procedimiento, conjuntamente con los valores de *Balance Ratio* que se utilizaron para ponderar los cálculos y los promedios y desviaciones típicas de cada serie.

Los promedios que se han destacado en color rojo fueron seleccionados como ELAs AABR por encontrarse vinculados con las desviaciones típicas más reducidas y tratarse de los resultados más probables.

**PaleoELAS AABR DEL SECTOR NE (PEQUEÑA EDAD DEL HIELO)**

PaleoELA del sector NE.....5886 m (BR=1,0)

PaleoELA de la quebrada Santiago.....5897±8 m (BR=2,5-3,0)

PaleoELA de la quebrada Queñua Ranra.....5880 m (BR=1,0)

**PaleoELAs, Balance Ratio, promedios y desviaciones típicas (tabla resumen)**

<b>SANTIAGO</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
Santiago 1	6008	5969	5958	5979	5995
Santiago 2	5797	5752	5777	5799	5815
<b>Promedio</b>	5903	5861	5868	<b>5889</b>	<b>5905</b>
<b>Desviación típica</b>	149,2	153,4	127,9	<b>127,2</b>	<b>127,2</b>
<b>QUEÑUA RANRA</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
Queñua Ranra 1	5894	5872	5857	5853	5861
Queñua Ranra 2	5782	5762	5750	5759	5766
Queñua Ranra 3	5822	5801	5817	5828	5836
Queñua Ranra 4	6003	6025	6045	6060	6070
Queñua Ranra 5	5899	5876	5861	5850	5858
<b>Promedio</b>	<b>5880</b>	5867	5866	5870	5878
<b>Desviación típica</b>	<b>85</b>	101	110	113	114
<b>SECTOR NE</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
<b>Promedio</b>	<b>5886</b>	5865	5866	5875	5886
<b>Desviación típica</b>	<b>93</b>	103	104	106	107

**Figura 3.49:** reconstrucción de las paleoELAs del sector NE durante la Pequeña Edad del Hielo.**ELAS AABR DEL SECTOR NE (1955)**

ELA del sector NE.....5923 m (BR=1,0)

ELA de la quebrada Santiago.....5983 m (BR=1,5)

ELA de la quebrada Queñua Ranra.....5901 m (BR=1,5)

**ELAs, Balance Ratio, promedios y desviaciones típicas (tabla resumen)**

<b>SANTIAGO</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
Santiago 1	6007	6031	6057	6076	6091
Santiago 2	5902	5934	5958	5977	5990
<b>Promedio</b>	5955	<b>5983</b>	6008	6027	6041
<b>desviación típica</b>	74	<b>69</b>	70	70	71
<b>QUEÑUA RANRA</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
Queñua Ranra 1	5921	5901	5911	5920	5926
Queñua Ranra 2	5845	5824	5810	5800	5806
Queñua Ranra 3	5852	5869	5883	5893	5900
Queñua Ranra 4	6026	6001	6020	6034	6045
Queñua Ranra 5	5908	5912	5925	5934	5940
<b>Promedio</b>	5910	<b>5901</b>	5910	5916	5923
<b>Desviación típica</b>	73	<b>65</b>	76	84	86
<b>SECTOR NE</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
<b>Promedio</b>	<b>5923</b>	5925	5938	5948	5957
<b>Desviación típica</b>	<b>70</b>	72	83	92	95

**Figura 3.50:** reconstrucción de las ELAs del sector NE en 1955.

**ELAS AABR DEL SECTOR NE (1986)**

ELA del sector NE.....5929 m (BR=1,5)

ELA de la quebrada Santiago.....5981 m (BR=1,5)

ELA de la quebrada Queñua Ranra.....5908 m (BR=1,5)

**ELAs, Balance Ratio, promedios y desviaciones típicas (tabla resumen)**

<b>SANTIAGO</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
Santiago 1	6007	6031	6057	6076	6091
Santiago 2	5905	5930	5955	5973	5986
<b>Promedio</b>	5956	<b>5981</b>	6006	6025	6039
<b>Desviación típica</b>	72	<b>71</b>	72	73	74
<b>QUEÑUA RANRA</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
Queñua Ranra 1	5933	5913	5900	5909	5917
Queñua Ranra 2	5856	5862	5874	5882	5888
Queñua Ranra 3	5858	5863	5877	5887	5894
Queñua Ranra 4	6030	6003	6015	6029	6040
Queñua Ranra 5	5923	5900	5915	5926	5933
<b>Promedio</b>	5920	<b>5908</b>	5916	5927	5934
<b>Desviación típica</b>	71,1	<b>57,6</b>	57,8	59,9	61,7
<b>SECTOR NE</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
<b>Promedio</b>	5930	<b>5929</b>	5942	5955	5964
<b>Desviación típica</b>	67	<b>66</b>	71	75	78

**Figura 3.51:** reconstrucción de las ELAs del sector NE en 1986.**ELAS AABR DEL SECTOR NE (2007)**

ELA del sector NE.....5968 m (BR=1,0)

ELA de la quebrada Santiago.....6013 m (BR=1,5)

ELA de la quebrada Queñua Ranra.....5950 m (BR=1,5)

**ELAs, Balance Ratio, promedios y desviaciones típicas (tabla resumen)**

<b>SANTIAGO</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
Santiago 1	6053	6078	6101	6117	6129
Santiago 2	5973	5954	5973	5987	5998
<b>Promedio</b>	<b>6013</b>	6016	6037	6052	6064
<b>Desviación típica</b>	<b>57</b>	88	91	92	93
<b>QUEÑUA RANRA</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
Queñua Ranra 1	5982	5966	5956	5950	5955
Queñua Ranra 2	5868	5856	5851	5857	5861
Queñua Ranra 3	5900	5919	5932	5940	5947
Queñua Ranra 4	6061	6061	6076	6087	6096
Queñua Ranra 5	5938	5914	5901	5912	5920
<b>Promedio</b>	<b>5950</b>	5943	5943	5949	5956
<b>Desviación típica</b>	<b>75</b>	77	84	85	87
<b>SECTOR NE</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
<b>Promedio</b>	<b>5968</b>	5964	5970	5979	5987
<b>Desviación típica</b>	<b>73</b>	80	90	94	96

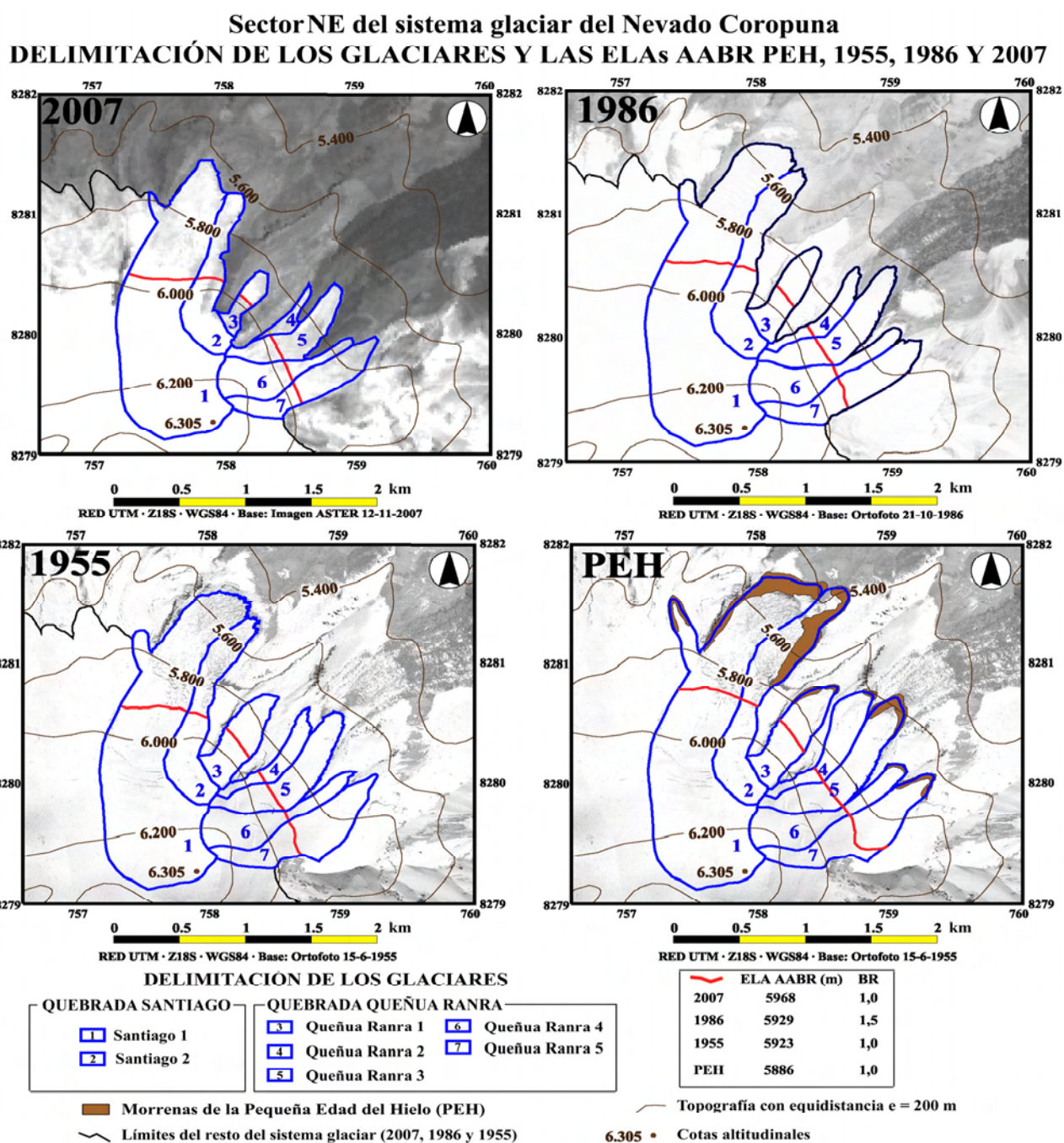
**Figura 3.52:** reconstrucción de las ELAs del sector NE en 2007.



### 3.4.2.c) Modelos espaciales de las superficies y ELAs del sector NE del sistema glaciar

Como resumen de los resultados del análisis en detalle del sector NE del sistema glaciar, en la figura 3.53 se muestran cuatro mapas correspondientes a la Pequeña Edad del Hielo, 1955, 1986 y 2007, en los que se han representado:

- Los aparatos identificados en las cabeceras de las quebradas Santiago y Queñua Ranra.
- Los modelos espaciales de las ELAs, elaborados mediante la selección de los segmentos de las curvas de nivel equivalentes comprendidos dentro los límites de las masas de hielo.
- Los márgenes del resto del sistema glaciar.

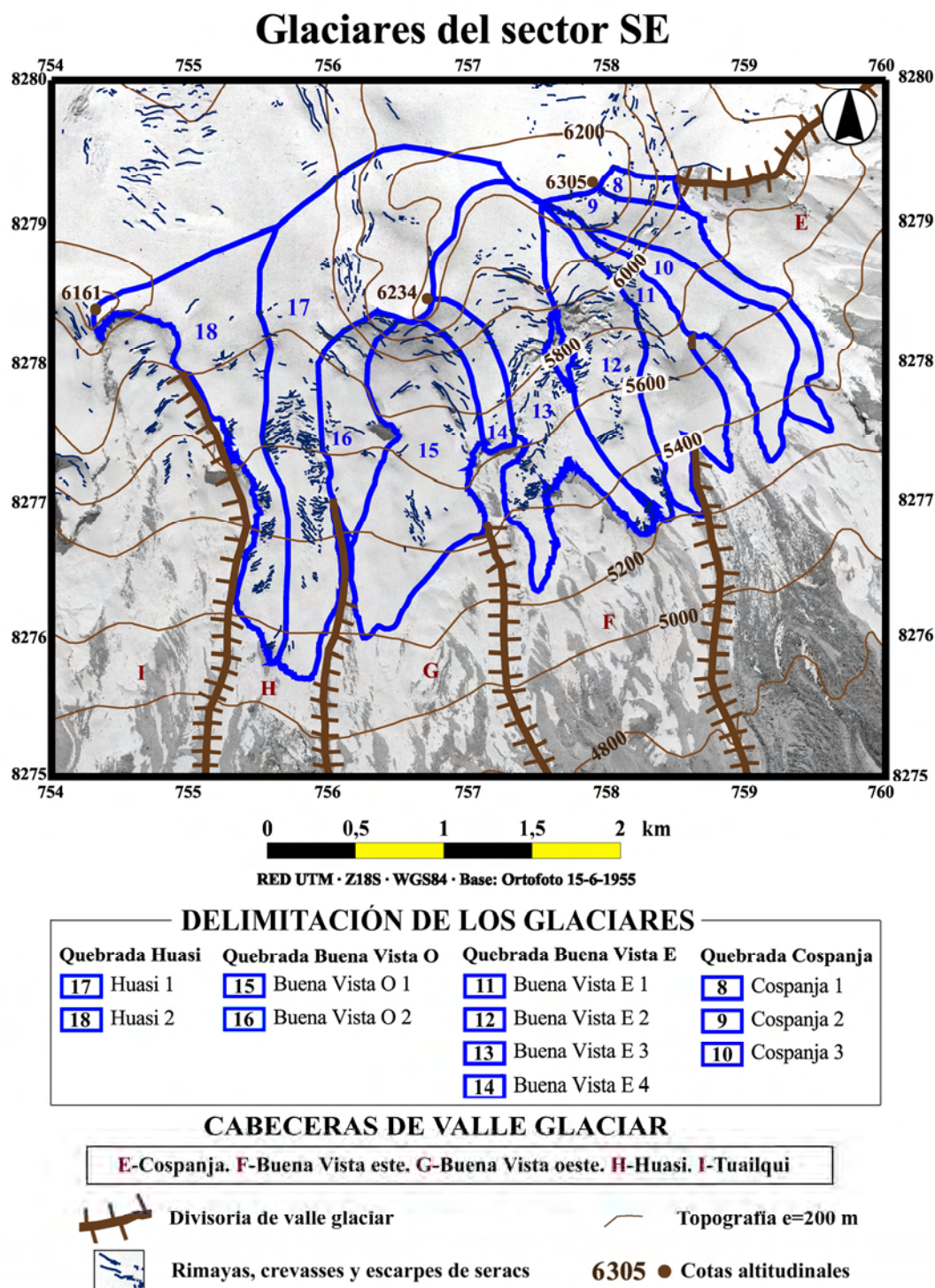


**Figura 3.53:** mapas de las superficies y las ELAs del sector NE del sistema glaciar.

### 3.4.3. Superficies y ELAs de los glaciares del sector SE del Nevado Coropuna

En el sector SE del sistema glaciar se reconocieron once aparatos que durante su última máxima expansión se canalizaron por las quebradas Cospanja (glaciares Cospanja 1, 2 y 3), Buena Vista Este (glaciares Buena Vista E 1, 2, 3 y 4), Buena Vista Oeste (glaciares Buena Vista O 1 y 2) y Huasi (glaciares Huasi 1 y 2).

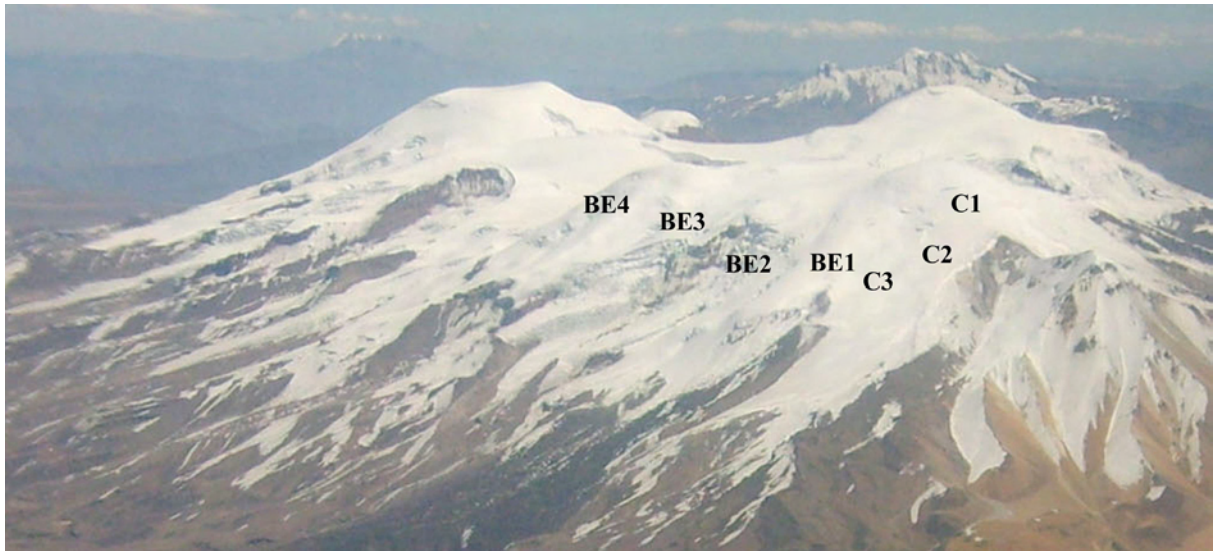
La figura 3.54 es un mapa geomorfológico que se generó en el sistema de información geográfica, cartografiando los glaciares, sus discontinuidades y las divisorias de las quebradas sobre la ortofoto de 1955.



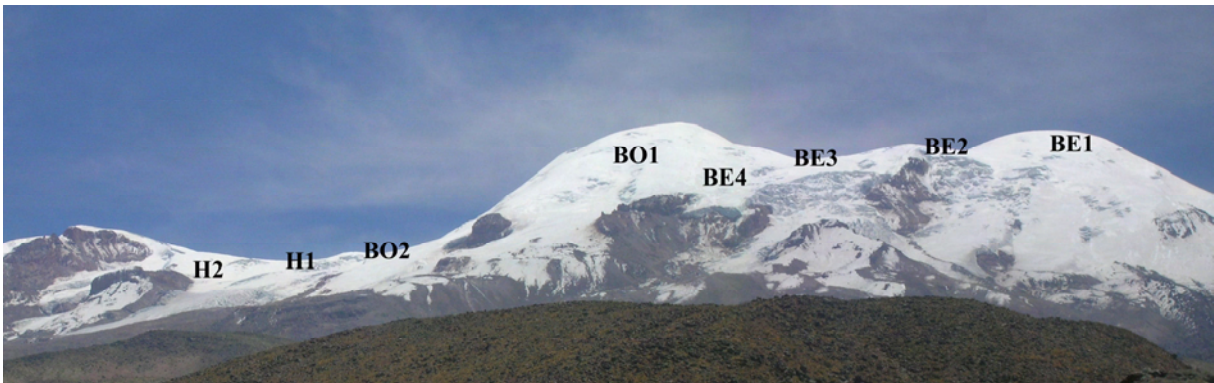
**Figura 3.54:** cartografía geomorfológica del sector SE del sistema glaciar del Nevado Coropuna.



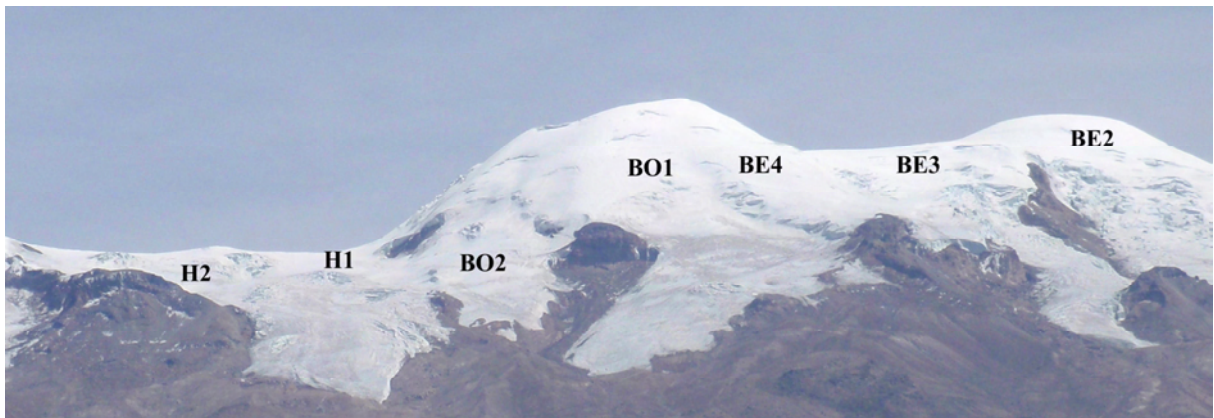
En las figuras 3.55, 3.56 y 3.57 se han señalado los aparatos que forman parte del sector SE del sistema glaciar. La primera es una fotografía aérea oblicua efectuada en agosto de 2007 desde un avión del Servicio Aerofotográfico Nacional del Perú (SAN) que sobrevolaba el sector SE del complejo volcánico, cuyas vertientes aparecen parcialmente cubiertas de nieve. La segunda y la tercera son dos panorámicas de la vertiente meridional del Nevado Coropuna, realizadas respectivamente desde sus sectores SE (en octubre de 2007) y NO (en noviembre de 2008), en las que la cubierta nival es casi inexistente y los límites de las masas de hielo se diferencian con mayor nitidez.



**Figura 3.55:** vista aérea oblicua del sector SE del sistema glaciar.



**Figura 3.56:** panorámica de la vertiente septentrional del sistema glaciar desde la quebrada Cospanja.



**Figura 3.57:** panorámica de la vertiente septentrional del sistema glaciar desde la fuente termal de Antauro.

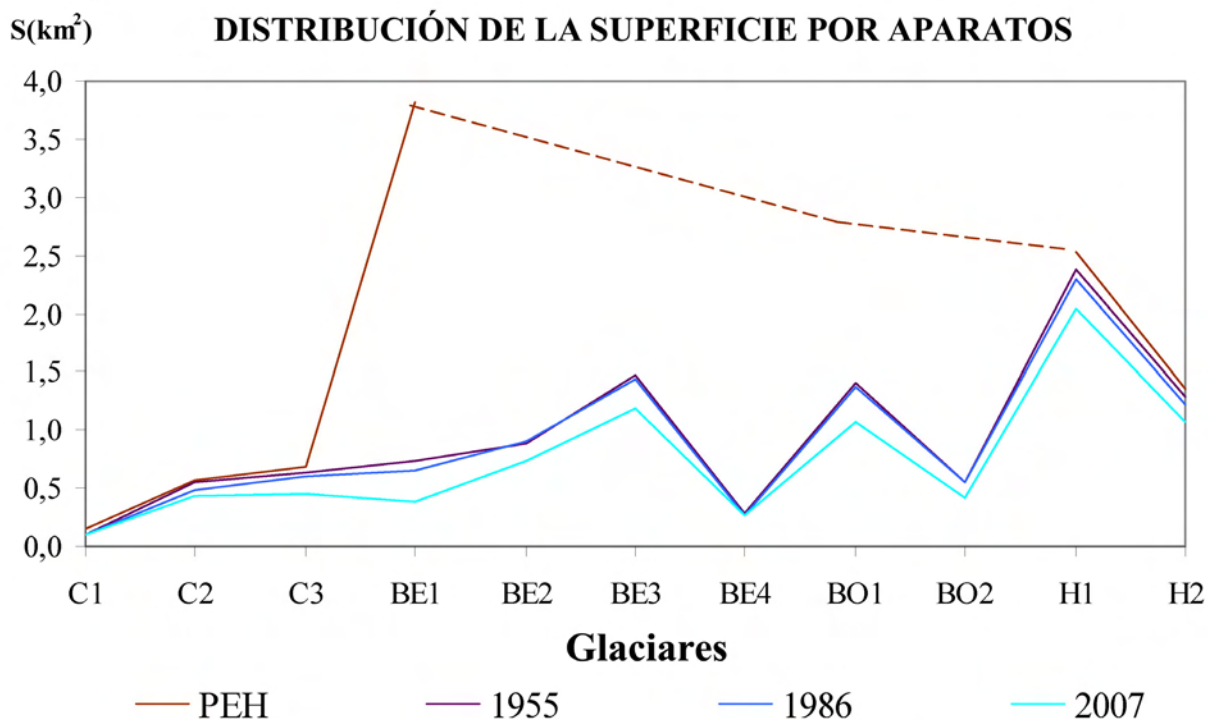


### 3.4.3.a) Medida de las superficies de los glaciares del sector SE

La elaboración de una cartografía detallada de los aparatos del sector SE del sistema glaciar en la Pequeña Edad del Hielo, 1955, 1986 y 2007, permitió medir las superficies de las masas de hielo y alcanzar los resultados que se presentan en la tabla de la figura 3.58.

**SUPERFICIES DE LOS GLACIARES DEL SECTOR SE (km<sup>2</sup>)**

Glaciar	PEH	1955	1986	2007
Cospanja 1	0,152	0,106	0,106	0,097
Cospanja 2	0,566	0,548	0,487	0,440
Cospanja 3	0,687	0,631	0,607	0,456
Buena Vista Este 1	-	0,734	0,661	0,388
Buena Vista Este 2	-	0,894	0,899	0,736
Buena Vista Este 3	3,823	1,465	1,433	1,183
Buena Vista Este 4	-	0,277	0,276	0,273
Buena Vista Oeste 1	2,750	1,405	1,380	1,071
Buena Vista Oeste 2	-	0,548	0,542	0,413
Huasi 1	2,532	2,371	2,300	2,035
Huasi 2	1,357	1,284	1,216	1,068
<b>TOTAL</b>	<b>11,867</b>	<b>10,261</b>	<b>9,913</b>	<b>8,160</b>



**Figura 3.58:** superficies de los glaciares del sector SE en la Pequeña Edad del Hielo, 1955, 1986 y 2007.

### 3.4.3.b) Reconstrucción de las ELAs de los glaciares del sector SE por el método AABR

La diferenciación de los aparatos del sector SE del sistema glaciar y la construcción de sus capas de bandas altitudinales permitieron estimar sus ELAs por el método AABR, en la Pequeña Edad del Hielo, 1955, 1986 y 2007.

En las tablas de las figuras 3.59, 3.60, 3.61 y 3.62 se resumen los resultados de las reconstrucciones de las ELAs realizadas con el método AA durante la primera fase de la aplicación del método AABR, junto con los valores de *Balance Ratio* empleados para ponderar los cálculos y los promedios y desviaciones típicas de cada serie.

Los promedios vinculados con las desviaciones típicas más reducidas se han destacado de nuevo en color rojo por tratarse de las mejores estimaciones de las ELAs AABR.

#### PaleoELAS AABR DEL SECTOR SE (PEQUEÑA EDAD DEL HIELO)

PaleoELA del sector SE.....	5776 m (BR=1,0)
PaleoELA de la quebrada Cospanja.....	5875 m (BR=2,5)
PaleoELAs de las quebradas Buena Vista Este y Oeste* .....	5587 m (BR=2,0)
PaleoELA de la quebrada Huasi.....	5749 m (BR=2,0)

\*Se reseñan conjuntamente porque durante la Pequeña Edad del Hielo confluyeron conformando una única masa de hielo (ver mapa de la figura 3.63).

**Tabla resumen de paleoELAs, *Balance Ratio*, promedios y desviaciones típicas**

<b>COSPANJA</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
Cospanja 1	6079	6054	6063	6075	6085
Cospanja 2	5817	5837	5875	5902	5922
Cospanja 3	5627	5608	5631	5647	5658
<b>Promedio</b>	5841	5833	5856	<b>5875</b>	5888
<b>Desviación típica</b>	227,0	223,0	216,6	<b>215,3</b>	215,5
<b>BUENA VISTA E y O</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
Buena Vista Este	5739	5686	5650	5675	5694
Buena Vista Oeste	5595	5553	5524	5503	5513
<b>Promedio</b>	5667	5620	<b>5587</b>	5589	5604
<b>Desviación típica</b>	102	94	<b>89</b>	122	128
<b>HUASI</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
Huasi 1	5874	5821	5817	5847	5870
Huasi 2	5700	5653	5680	5707	5728
<b>Promedio</b>	5787	5737	<b>5749</b>	5777	5799
<b>Desviación típica</b>	123	119	<b>97</b>	99	100
<b>SECTOR SE</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
<b>Promedio</b>	<b>5776</b>	5745	5749	5765	5781
<b>Desviación típica</b>	<b>166</b>	172	182	190	190

**Figura 3.59:** reconstrucción de las paleoELAs del sector SE durante la Pequeña Edad del Hielo.

**ELAS AABR DEL SECTOR SE (1955)**

**ELA del sector SE.....5787 m (BR=1,0)**

ELA de la quebrada Cospanja.....5935 m (BR=3,0)

ELA de la quebrada Buena Vista Este.....5781 m (BR=2,0)

ELA de la quebrada Buena Vista Oeste.....5665 m (BR=1,0)

ELA de la quebrada Huasi.....5781 m (BR=1,0)

**ELAs, *Balance Ratio*, promedios y desviaciones típicas (tabla resumen)**

<b>COSPANJA</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
Cospanja 1	6158	6157	6167	6174	6179
Cospanja 2	5835	5818	5855	5882	5902
Cospanja 3	5653	5678	5699	5714	5724
<b>Promedio</b>	5882	5884	5907	5923	<b>5935</b>
<b>Desviación típica</b>	256	246	238	233	<b>229</b>
<b>BUENA VISTA ESTE</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
Buena Vista Este 1	5644	5600	5626	5646	5660
Buena Vista Este 2	5735	5708	5737	5757	5773
Buena Vista Este 3	5831	5826	5865	5894	5916
Buena Vista Este 4	5915	5911	5928	5940	5949
<b>Promedio</b>	<b>5781</b>	5761	5789	5809	5825
<b>Desviación típica</b>	<b>117</b>	136	135	134	134
<b>BUENA VISTA OESTE</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
Buena Vista Oeste 1	5626	5615	5643	5662	5677
Buena Vista Oeste 2	5704	5724	5743	5756	5766
<b>Promedio</b>	<b>5665</b>	5670	5693	5709	5722
<b>Desviación típica</b>	<b>55</b>	77	71	66	63
<b>HUASI</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
Huasi 1	5850	5905	5944	5974	5996
Huasi 2	5711	5732	5764	5787	5806
<b>Promedio</b>	<b>5781</b>	5819	5854	5881	5901
<b>Desviación típica</b>	<b>98</b>	122	127	132	134
<b>SECTOR SE</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
<b>Promedio</b>	<b>5787</b>	5789	5816	5835	5850
<b>Desviación típica</b>	<b>155,5</b>	160,7	158,1	156,8	156,0

**Figura 3.60:** reconstrucción de las ELAs del sector SE en 1955.



**ELAS AABR DEL SECTOR SE (1986)**

**ELA del sector SE.....5853 m (BR=3,0)**

ELA de la quebrada Cospanja.....5939 m (BR=3,0)

ELA de la quebrada Buena Vista Este.....5801 m (BR=1,5)

ELA de la quebrada Buena Vista Oeste.....5719 m (BR=3,0)

ELA de la quebrada Huasi.....5796 m (BR=1,0)

**ELAs, Balance Ratio, promedios y desviaciones típicas (tabla resumen)**

<b>COSPANJA</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
Cospanja 1	6158	6157	6167	6174	6179
Cospanja 2	5894	5852	5885	5909	5927
Cospanja 3	5665	5666	5687	5701	5712
<b>Promedio</b>	5906	5892	5913	5928	<b>5939</b>
<b>Desviación típica</b>	247	248	241	237	<b>234</b>
<b>BUENA VISTA ESTE</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
Buena Vista Este 1	5729	5770	5796	5814	5827
Buena Vista Este 2	5730	5713	5742	5763	5779
Buena Vista Este 3	5844	5811	5850	5879	5901
Buena Vista Este 4	5916	5910	5927	5939	5948
<b>Promedio</b>	5805	<b>5801</b>	5829	5849	5864
<b>Desviación típica</b>	92	<b>83</b>	79	77	75
<b>BUENA VISTA OESTE</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
Buena Vista Oeste 1	5632	5609	5637	5656	5671
Buena Vista Oeste 2	5703	5725	5744	5757	5767
<b>Promedio</b>	5668	5667	5691	5707	<b>5719</b>
<b>Desviación típica</b>	50	82	76	71	<b>68</b>
<b>HUASI</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
Huasi 1	5870	5883	5921	5949	5971
Huasi 2	5721	5678	5654	5679	5699
<b>Promedio</b>	<b>5796</b>	5781	5788	5814	5835
<b>Desviación típica</b>	<b>105</b>	145	189	191	192
<b>SECTOR SE</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
<b>Promedio</b>	5806	5798	5819	5838	<b>5853</b>
<b>Desviación típica</b>	151,3	152,5	154,4	152,3	<b>150,8</b>

**Figura 3.61:** reconstrucción de las ELAs del sector SE en 1986.

**ELAS AABR DEL SECTOR SE (2007)**

**ELA del sector SE.....5844 m (BR=1,5)**

ELA de la quebrada Cospanja.....5938 m (BR=1,0)

ELA de la quebrada Buena Vista Este.....5866 m (BR=1,5)

ELA de la quebrada Buena Vista Oeste.....5732 m (BR=1,0)

ELA de la quebrada Huasi.....5826 m (BR=1,5)

**ELAs, *Balance Ratio*, promedios y desviaciones típicas (tabla resumen)**

<b>COSPANJA</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
Cospanja 1	6169	6154	6154	6161	6167
Cospanja 2	5938	5903	5932	5953	5970
Cospanja 3	5707	5675	5653	5661	5672
<b>Promedio</b>	<b>5938</b>	5911	5913	5925	5936
<b>Desviación típica</b>	<b>231</b>	240	251	251	249
<b>BUENA VISTA ESTE</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
Buena Vista Este 1	5825	5811	5836	5853	5866
Buena Vista Este 2	5808	5828	5851	5868	5880
Buena Vista Este 3	5928	5919	5953	5978	5998
Buena Vista Este 4	5919	5906	5924	5936	5945
<b>Promedio</b>	5870	<b>5866</b>	5891	5909	5922
<b>Desviación típica</b>	62	<b>54</b>	56	59	61
<b>BUENA VISTA OESTE</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
Buena Vista Oeste 1	5705	5666	5660	5679	5694
Buena Vista Oeste 2	5759	5766	5782	5793	5801
<b>Promedio</b>	<b>5732</b>	5716	5721	5736	5748
<b>Desviación típica</b>	<b>38</b>	71	86	81	76
<b>HUASI</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
Huasi 1	5940	5901	5931	5953	5970
Huasi 2	5781	5750	5773	5791	5805
<b>Promedio</b>	5861	<b>5826</b>	5852	5872	5888
<b>Desviación típica</b>	112	<b>107</b>	112	115	117
<b>SECTOR SE</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
<b>Promedio</b>	5862	<b>5844</b>	5859	5875	5888
<b>Desviación típica</b>	135,6	<b>137,4</b>	143,7	143,8	143,5

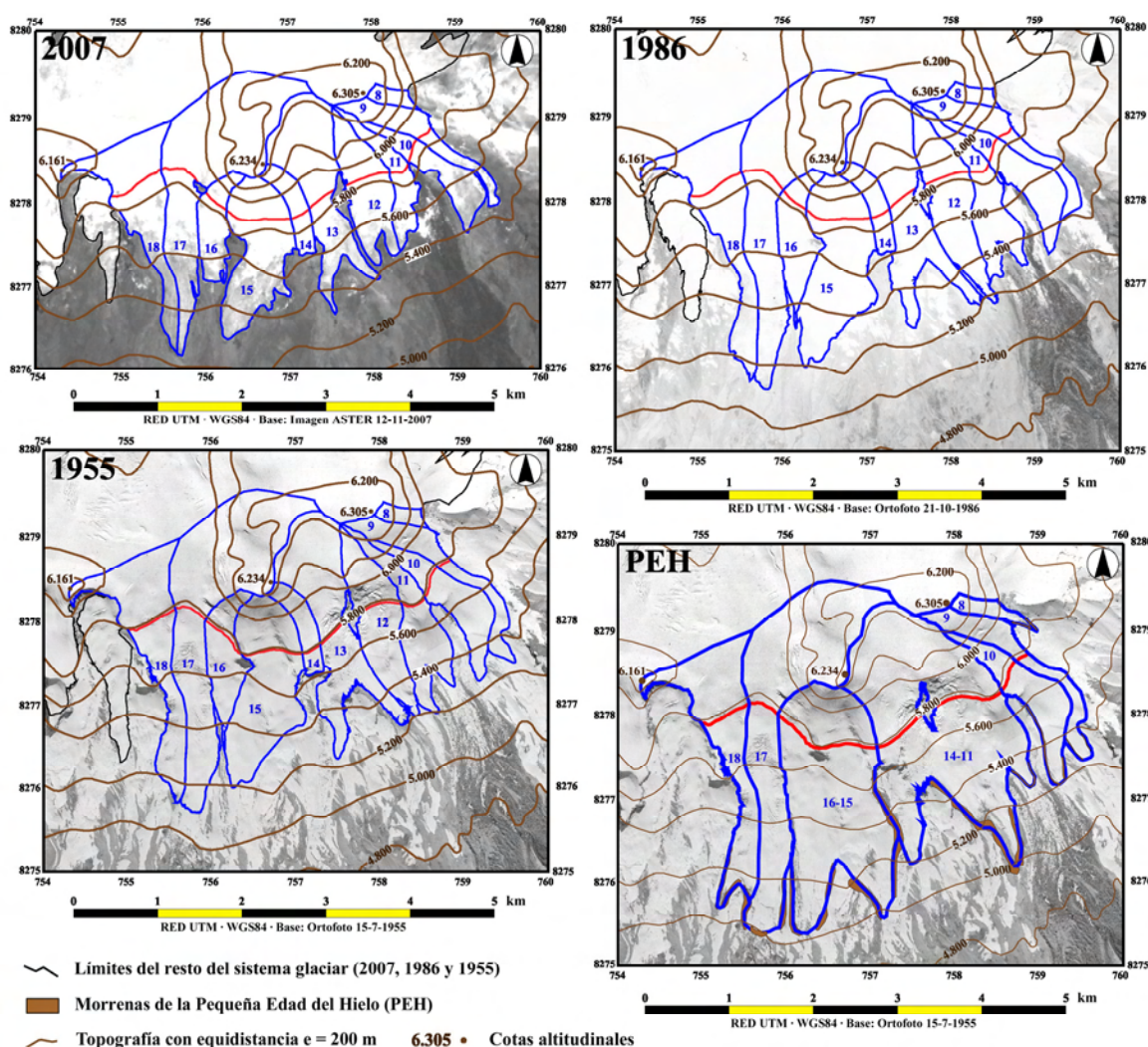
**Figura 3.62:** reconstrucción de las ELAs del sector SE en 2007.

### 3.4.3.c) Modelos espaciales de las superficies y ELAs del sector SE del sistema glaciar

En los mapas de la figura 3.63 se han representado los resultados del análisis en detalle de las masas de hielo del sector SE del sistema glaciar, en la Pequeña Edad del Hielo, 1955, 1986 y 2007:

- La delimitación de los glaciares de las quebradas Cospanja, Buena Vista Este, Buena Vista Oeste y Huasi.
- Los modelos espaciales de la ELAs generados mediante la disección de las curvas de nivel equivalentes a su valor, empleando como patrón de corte las capas que delimitan las masas de hielo.
- Los márgenes del resto del sistema glaciar.

#### Sector SE del sistema glaciar del Nevado Coropuna DELIMITACIÓN DE LOS GLACIARES Y LAS ELAs AABR PEH, 1955, 1986 Y 2007



#### DELIMITACIÓN DE LOS GLACIARES

Quebrada Huasi	Quebrada Buena Vista O	Quebrada Buena Vista E	Quebrada Cospanja
17 Huasi 1	15 Buena Vista O 1	11 Buena Vista E 1	8 Cospanja 1
18 Huasi 2	16 Buena Vista O 2	12 Buena Vista E 2	9 Cospanja 2
		13 Buena Vista E 3	10 Cospanja 3
		14 Buena Vista E 4	

	ELA AABR (m)	BR
2007	5862	1,0
1986	5853	3,0
1955	5787	1,0
PEH	5776	1,0

Figura 3.63: mapas de las superficies y las ELAs del sector SE del sistema glaciar.



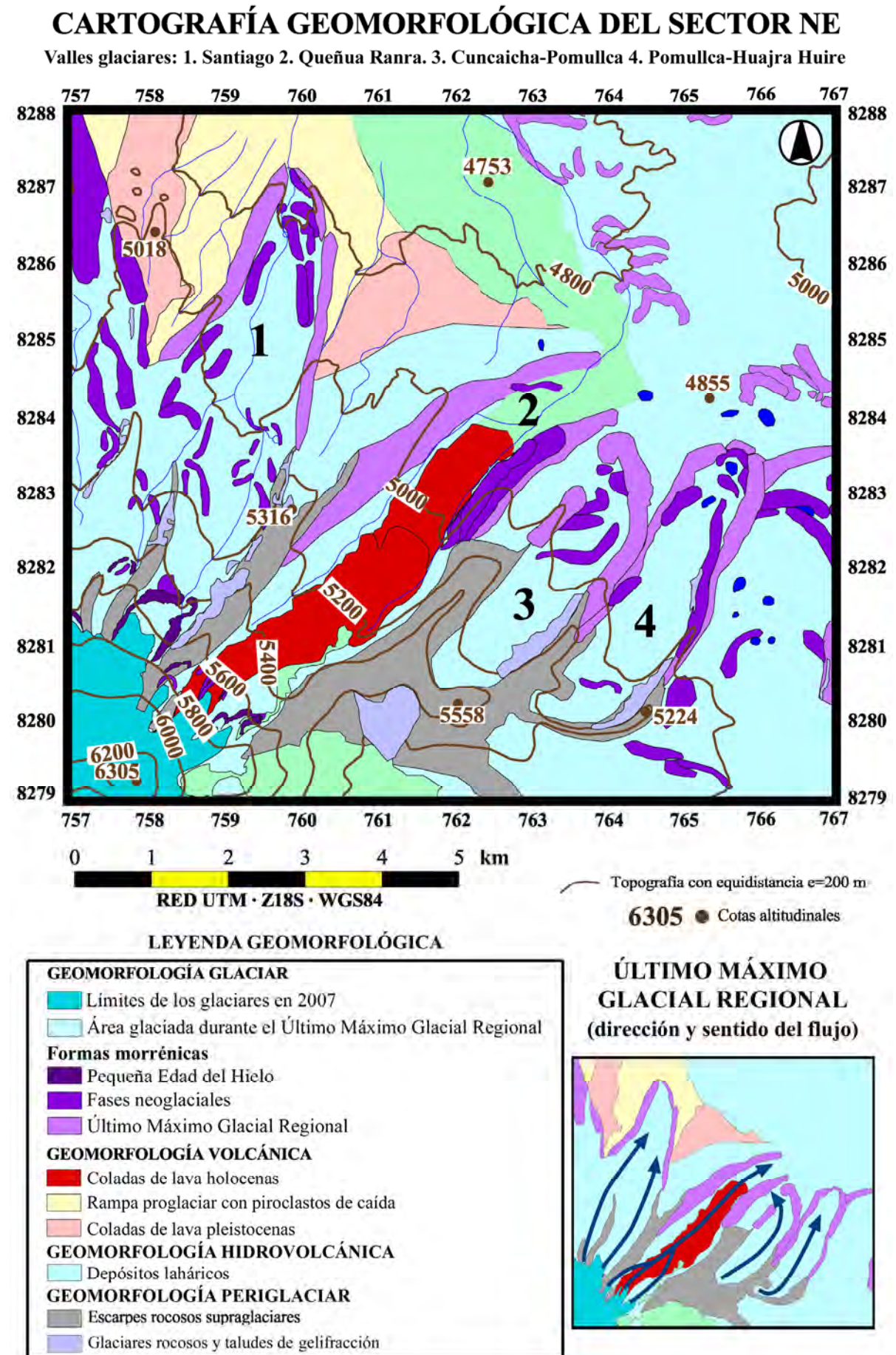


Figura 3.64: cartografía geomorfológica del sector NE del Nevado Coropuna.

#### **3.4.4. Superficies y paleoELAs de los paleoglaciares del sector NE durante el Último Máximo Glacial Regional**

La figura 3.64 es una ampliación del sector NE del mapa geomorfológico que se presentó en el capítulo 2, mostrando con mayor detalle las unidades cartografiadas en las quebradas Santiago (1), Queñua Ranra (2), Cuancaicha-Pomullca (3) y Pomullca-Hujra Huire (4), junto con un esquema que representa el flujo de las masas de hielo durante el Último Máximo Glacial Regional.

De los cuatro valles sólo los dos primeros conservan actualmente glaciares en sus cabeceras, a cuya evolución desde la Pequeña Edad del Hielo se han dedicado los anteriores apartados. En las dos quebradas restantes las masas de hielo debieron desaparecer a finales del Pleistoceno o en el Holoceno inicial.

En la cartografía geomorfológica se han representado las siguientes categorías, que fueron ampliamente explicadas en el capítulo 2:

- La delimitación de los glaciares en 2007.
- Las formas morrénicas generadas por el avance de los paleoglaciares durante el Último Máximo Glacial Regional, las fases neoglaciales y la Pequeña Edad del Hielo.
- Las coladas de lava anteriores al Último Máximo Glacial Regional, que se encuentran disectadas por los valles glaciares, y la que fue emitida por una erupción sucedida durante el Holoceno y se canalizó por el interior de la quebrada Queñua Ranra.
- La rampa que se extiende por delante del área afectada por las masas de hielo y está recubierta por una capa de piroclastos de caída.
- Los depósitos generados por el lahar que se desencadenó como consecuencia de la fusión de una parte de los glaciares cuando entraron en contacto con la colada de lava de Queñua Ranra.
- Los escarpes del edificio volcánico en fase de esqueleto bajo los que discurrieron las masas de hielo, que se encuentran afectados por alteración hidrotermal y procesos de gelifracción y caída libre.
- Los glaciares rocosos y los taludes de gelifractos.

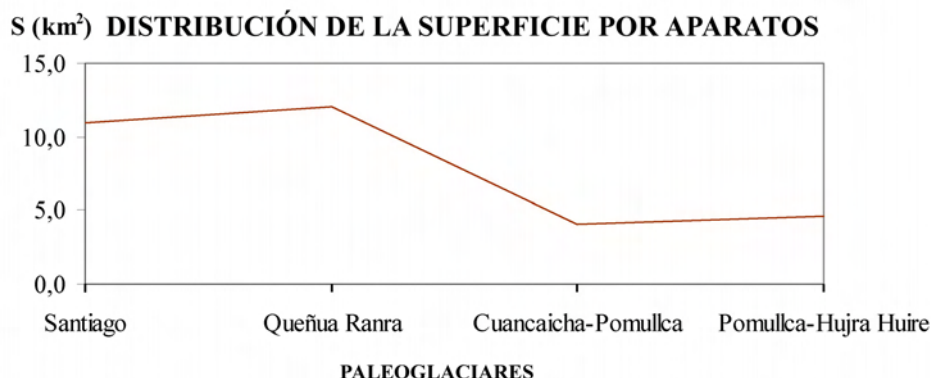
La delimitación de las formas morrénicas atribuidas al Último Máximo Glacial Regional permitió reconstruir con precisión la superficie alcanzada por los paleoglaciares durante esa fase. La interpretación de su contexto geomorfológico sugirió que la expansión de las masas de hielo debió producirse diferencialmente, en función de la altitud de la que procedían.

La expansión glaciaria se desencadenó en primer lugar en las quebradas Santiago y Queñua Ranra, por las que se encauzaron los paleoglaciares procedentes del área de cumbres, y más adelante, cuando la depresión de la paleoELA alcanzó el nivel altitudinal de las cabeceras de esos valles, en las quebradas Cuancaicha-Pomullca y Pomullca-Huajra Huire. Las masas de hielo descendieron hasta 4750 m en la quebrada Santiago, 4818 m en la quebrada Queñua Ranra y 4875 m en las quebradas Cuancaicha-Pomullca y Pomullca-Huajra Huire.

### 3.4.4.a) Delimitación y medida de las superficies de los paleoglaciares del sector NE durante el Último Máximo Glacial Regional

El reconocimiento y la interpretación de la evidencia geomorfológica, en forma de arcos morrénicos frontales y cordones morrénicos laterales, permitió delimitar y medir la extensión de los paleoglaciares del sector NE durante su último máximo avance, con los resultados que se presentan en la tabla de la figura 3.65.

<b>Glaciar</b>	<b>Superficie (km<sup>2</sup>)</b>
Santiago	10,919
Queñua Ranra	12,058
Cuancaicha-Pomullca	4,097
Pomullca-Hujra Huire	0,314
<b>TOTAL</b>	<b>31,647</b>



**Figura 3.65:** superficies de los paleoglaciares del sector NE durante el Último Máximo Glacial Regional.

### 3.4.4.b) Reconstrucción de las paleoELAs del sector NE durante el Último Máximo Glacial Regional por el método AABR

La delimitación de los paleoglaciares del sector NE del sistema glaciar durante el Último Máximo Glacial Regional y la edición de sus bandas altitudinales sirvieron para reconstruir la paleoELA por el método AABR, obteniendo los resultados que se resumen en la figura 3.66. El promedio vinculado con la desviación típica más reducida se ha destacado nuevamente en color rojo, por tratarse del resultado más probable y la mejor estimación de la paleoELA AABR.

#### **PALEOELAS AABR DEL SECTOR NE (ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL REGIONAL)**

paleoELA del sector NE.....**5179 m** (BR=1,0)

**paleoELAs, Balance Ratio, promedios y desviaciones típicas (tabla resumen)**

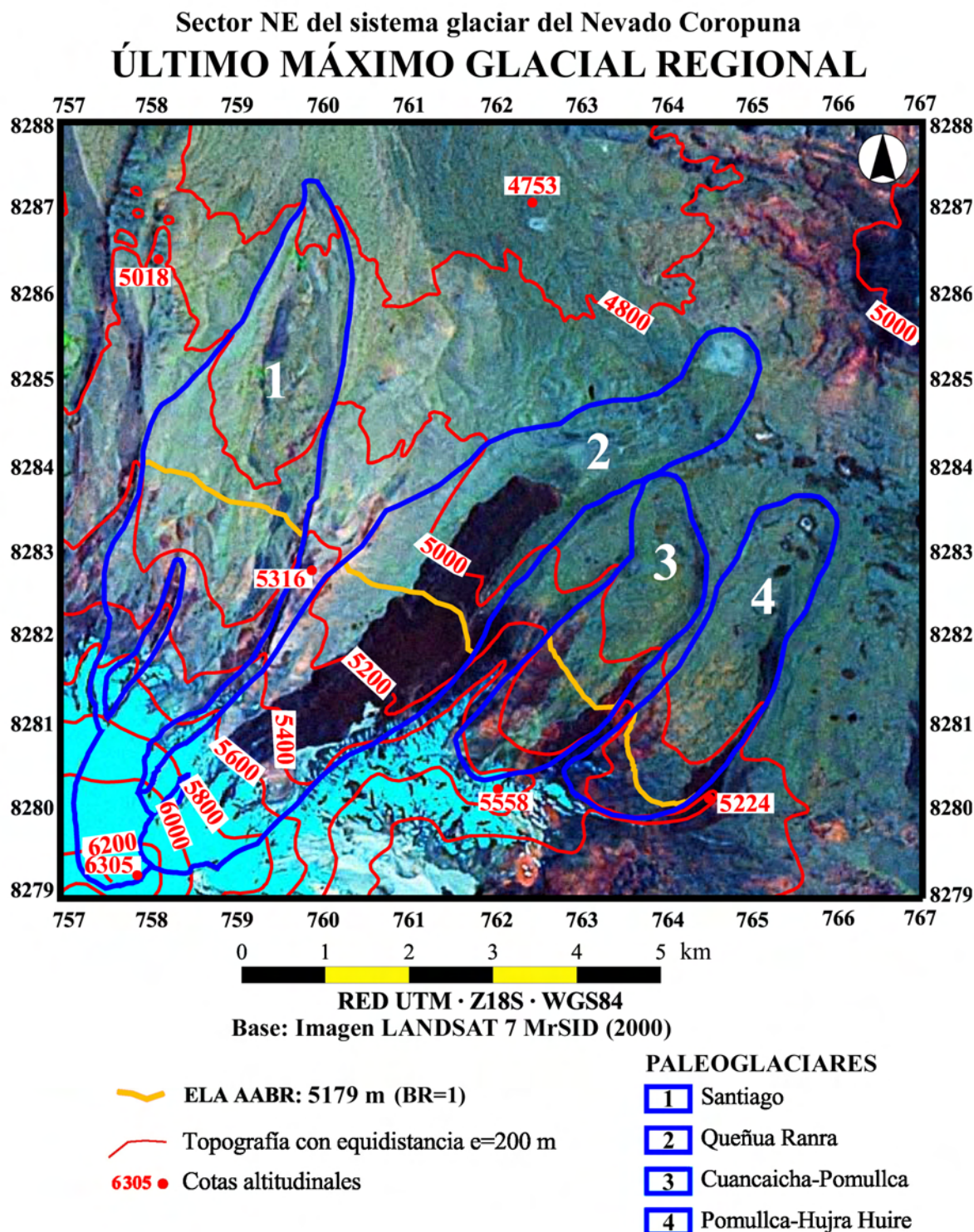
<b>PALEOGLACIAR</b>	<b>BR=1,0</b>	<b>BR=1,5</b>	<b>BR=2,0</b>	<b>BR=2,5</b>	<b>BR=3,0</b>
Santiago	5300	5350	5380	5400	5414
Queñua Ranra	5255	5292	5322	5342	5356
Cuncaicha-Pomullca	5130	5106	5109	5121	5129
Pomullca-Huajra Huire	5031	5031	5031	5031	5031
<b>Promedio</b>	<b>5179</b>	5195	5211	5224	5233
<b>Desviación típica</b>	<b>122</b>	151	167	176	182

**Figura 3.66:** reconstrucción de las paleoELAs del sector NE durante el Último Máximo Glacial Regional.



### 3.4.4.c) Modelos espaciales de las superficies y paleoELAs del sector NE del sistema glaciar durante el Último Máximo Glacial Regional

En la figura 3.67 se han representado sobre una imagen de satélite las superficies y el modelo espacial de la paleoELA AABR de los paleoglaciares de las quebradas del sector NE (Santiago, Queñua Ranra, Cuncaicha-Pomullca y Pomullca-Huajra Huire) durante el Último Máximo Glacial Regional.



**Figura 3.67:** delimitación de los paleoglaciares y las paleoELAs del sector NE durante el Último Máximo Glacial Regional.

### 3.4.4.d) Reconstrucción de las paleoELAs del sector NE durante el Último Máximo Glacial Regional por el método MELM

La delimitación de las formas morrénicas del sector NE atribuidas al Último Máximo Glacial Regional y la determinación de sus altitudes máximas en el sistema de información geográfica permitieron reconstruir las paleoELAs por el método MELM. Los resultados, que se presentan en una tabla (figura 3.68) y en un modelo tridimensional (figura 3.69), para cada quebrada y para todo el sector NE, fueron muy semejantes a los obtenidos por el método AABR.

La paleoELA MELM 1, promedio de las máximas altitudes absolutas, coincidió exactamente con la paleoELA reconstruida por el método AABR (5179 m), y la paleoELA MELM 2 (5144 m), promedio de todas las altitudes máximas, fue 35 m menor.

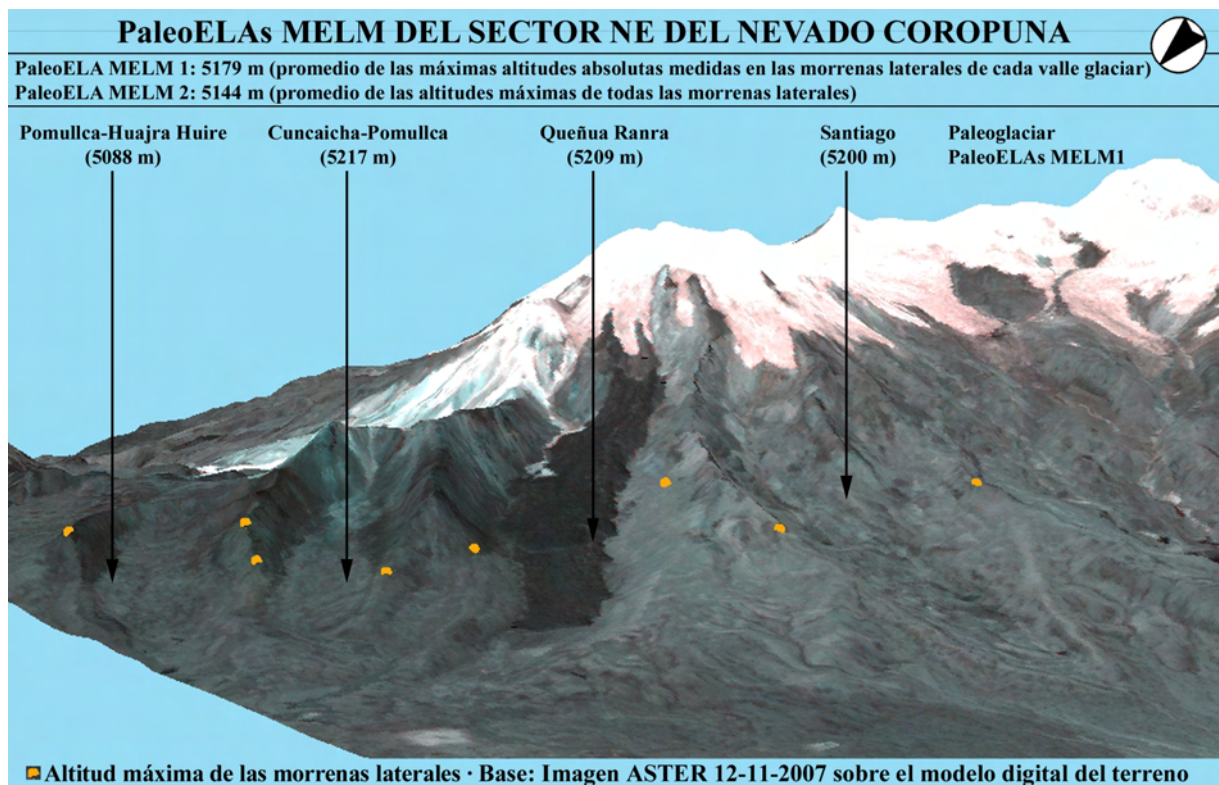
<b>PALEOELAs MELM DEL SECTOR NE</b>			
<b>(Último Máximo Glacial Regional)</b>			
<b>MORRENAS LATERALES</b>	<b>Z<sup>1</sup></b>	<b>MELM1 (m)<sup>2</sup></b>	<b>MELM2 (m)<sup>3</sup></b>
Santiago O	5200	5200	5159
Santiago E	5118		
Queñua Ranra E	5096	5209	5153
Queñua Ranra O	5209		
Cuncaicha-Pomullca O	5217	5217	5193
Cuncaicha-Pomullca E	5170		
Pomullca-Huajra Huire O	5050	5088	5069
Pomullca-Huajra Huire E	5088		
<b>paleoELAs MELM (promedios)</b>		<b>5179</b>	<b>5144</b>
<b>Diferencia con paleoELA AABR (5179 m)</b>		<b>0</b>	<b>35</b>

1-Máxima altitud de cada morrena lateral

2-Máximas altitudes absolutas de las morrenas laterales de cada valle glaciar

3-Promedio de las altitudes máximas de las morrenas laterales de cada valle glaciar

**Figura 3.68:** paleoELAs MELM del sector NE durante el Último Máximo Glacial Regional.



**Figura 3.69:** representación de las altitudes máximas de las morrenas laterales y paleoELAs MELM en el sector NE durante el Último Máximo Glacial Regional.



### 3.4.4.e) Reconstrucción de las paleoELAs del sector NE durante el Último Máximo Glacial Regional por el método THAR

La elaboración de una cartografía de los límites de los paleoglaciares del sector NE atribuidos al Último Máximo Glacial Regional, y la identificación de sus altitudes máximas (*headwall*) y mínimas (*terminus*) en el sistema de información geográfica, permitieron reconstruir las paleoELAs por el método THAR y obtener los resultados que se resumen en la tabla de la figura 3.70.

#### PALEOELAs THAR DEL SECTOR NE DURANTE EL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL REGIONAL

\*THAR1: = T/H · THAR2: promedio de THAR1 · THAR3: Osmaston (1965) en glaciares del Rwenzori · THAR4: Osmaston (1965) en *ice cups* sobre volcanes.

PALEOGLACIAR	COTAS		RATIOS*				paleoELAs THAR			
	H	T	THAR1	THAR2	THAR3	THAR4	THAR1	THAR2	THAR3	THAR4
Santiago	6305	4750	0,75	0,83	0,50	0,30	5921	5528	5528	5217
Queñua Ranra	6266	4818	0,77	0,83	0,50	0,30	5931	6023	5542	5252
Pomullca-Huajra Huire	5302	4875	0,92	0,83	0,50	0,30	5268	5230	5089	5003
Cuncaicha-Pomullca	5500	4875	0,89	0,83	0,50	0,30	5429	5395	5188	5063
PROMEDIOS	-	-	0,83	-	-	-	5637	5544	5336	5134
paleoELA AABR:	5179		DIFERENCIA paleoELA AABR - THAR:				-458	-365	-157	45

**Figura 3.70:** estimaciones de las paleoELAs de los paleoglaciares del sector NE durante el Último Máximo Glacial Regional por el método THAR.

Como estaba previsto las paleoELAs se reconstruyeron empleando cuatro valores diferentes del ratio THAR (THAR1-THAR4) y se calcularon sus desniveles con respecto a la paleoELA reconstruida por el método AABR (5179 m), que constituía el nivel de referencia de la investigación.

Los resultados que se alcanzaron con los ratios utilizados por diferentes autores en otras regiones de alta montaña tropical (3 y 4) se aproximaron en mayor medida a la paleoELA AABR que los que se obtuvieron con los ratios deducidos de la geometría de los paleoglaciares en el sistema de información geográfica (1 y 2):

- 1) Con los ratios indicados por el cociente de las altitudes máximas (*headwall*) y mínimas (*terminus*) de cada paleoglaciario (THAR1) se obtuvieron cuatro estimaciones diferentes de la paleoELA, cuyo promedio (5637 m) resultó 458 m más elevado que la paleoELA AABR (5179 m).
- 2) Usando la media de los ratios THAR1 (THAR2=0,83) se determinaron otras paleoELAs con un promedio más reducido (5544 m), 365 m mayor que el valor de la paleoELA AABR.
- 3) Las paleoELAs que resultaron de la aplicación de un ratio THAR=0,50, como el que habían empleado Osmaston (1965) en el macizo del Rwenzori y Rodbell (1991, 1992) en los Andes del Norte, tenían un promedio de 5336 m, que superó en 157 m el nivel de la paleoELA AABR.
- 4) Utilizando un ratio como el que Osmaston (1965) usó en casquetes de hielo sobre volcanes, en un contexto más parecido al Nevado Coropuna, el promedio de las paleoELAs fue 5134 m, 45 m más reducido que el valor de la paleoELA AABR.



### 3.4.4.f) Reconstrucción de las paleoELAs del sector NE durante el Último Máximo Glacial Regional por el método AAR

La delimitación de los paleoglaciares del sector NE y la reconstrucción de su paleotopografía y sus bandas altitudinales en el sistema de información geográfica, que habían servido para estimar las paleoELAs por el método AABR, también se emplearon para elaborar las curvas hipsográficas de las masas de hielo y reconstruir sus paleoELAs por el método AAR. Los resultados obtenidos mediante la aplicación de diferentes ratios (AAR1, AAR2 y AAR3) se muestran en la figura 3.71.

<b>PALEOELAs AAR DEL SECTOR NE DURANTE EL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL REGIONAL</b>								
<b>PALEOGLACIAR</b>	<sup>1</sup> AAR1 = 0,67			<sup>2</sup> AAR2 = 0,63		<sup>3</sup> AAR3		
	paleoELA AABR	paleoELA AAR1	$\Delta Z$	paleoELA AAR2	$\Delta Z$	ratio AAR3	paleoELA AAR3	$\Delta Z$
Santiago	5300	5313	-13	5282	18	0,55	5237	63
Queñua Ranra	5255	5328	-73	5287	-32	0,52	5212	43
Cuncaicha-Pomullca	5130	5206	-76	5192	-62	0,61	5184	-54
Pomullca-Hujra Huire	5031	5042	-11	5000	31	0,85	5136	-105
<b>PROMEDIO</b>	<b>5179</b>	<b>5222</b>	<b>-43</b>	<b>5190</b>	<b>-11</b>	<b>0,63</b>	<b>5192</b>	<b>-13</b>

**Fuentes de los ratios AAR:** <sup>1</sup>Kaser & Osmaston (2002) <sup>2</sup>Promedio de AAR3 <sup>3</sup>Ratios calculadas en el SIG

**Figura 3.71:** reconstrucciones de las paleoELAs de los paleoglaciares del sector NE durante el Último Máximo Glacial Regional por el método THAR.

Los resultados que se alcanzaron con ratios empleados en otras regiones de alta montaña tropical (1) y los que se dedujeron con ratios calculados en el sistema de información geográfica (2 y 3) fueron semejantes a la paleoELA AABR (5179 m)

1) Utilizando el ratio que Kaser & Osmaston (2002) consideraron más apropiado para glaciares tropicales (AAR1=0,67) se obtuvieron cuatro estimaciones de la paleoELA AAR cuyo promedio (5222 m) fue 43 m mayor que la paleoELA AABR.

2) Con el promedio de los ratios AAR3, calculados para cada paleoglaciario en el sistema de información geográfica (AAR2=0,63), el promedio de las paleoELAs AAR (5190 m) superó en 11 m el nivel de la paleoELA AABR.

3) Aplicando a cada paleoglaciario el valor del ratio AAR deducido de su propia geometría (AAR3), el promedio de las paleoELAs AAR fue prácticamente el mismo (5192 m), resultando sólo 13 m más elevado que el nivel de la paleoELA AABR.

### 3.4.5. Superficies y paleoELAs de los paleoglaciares del sector SE durante el Último Máximo Glacial Regional

En el mapa geomorfológico de la figura 3.72 se han representado las mismas categorías que en el de la figura 3.64, con excepción de la rampa proglaciario recubierta de piroclastos y la novedad de la aparición de los planezes. El esquema de la parte inferior derecha representa el flujo de las masas de hielo durante el Último Máximo Glacial Regional en las quebradas Yanaorco (5), Viques (6), Cospanja (7), Buena Vista Este (8), Buena Vista Oeste (9) y Huasi (10). Los cuatro últimos valles descienden desde el área de cumbres actualmente cubierta por glaciares. En ausencia del altiplano, que en la vertiente septentrional limitó el descenso altitudinal de las masas de hielo, los paleoglaciares del sector SE descendieron hasta altitudes más reducidas, alcanzando una cota mínima de 3624 m en la quebrada Cospanja.

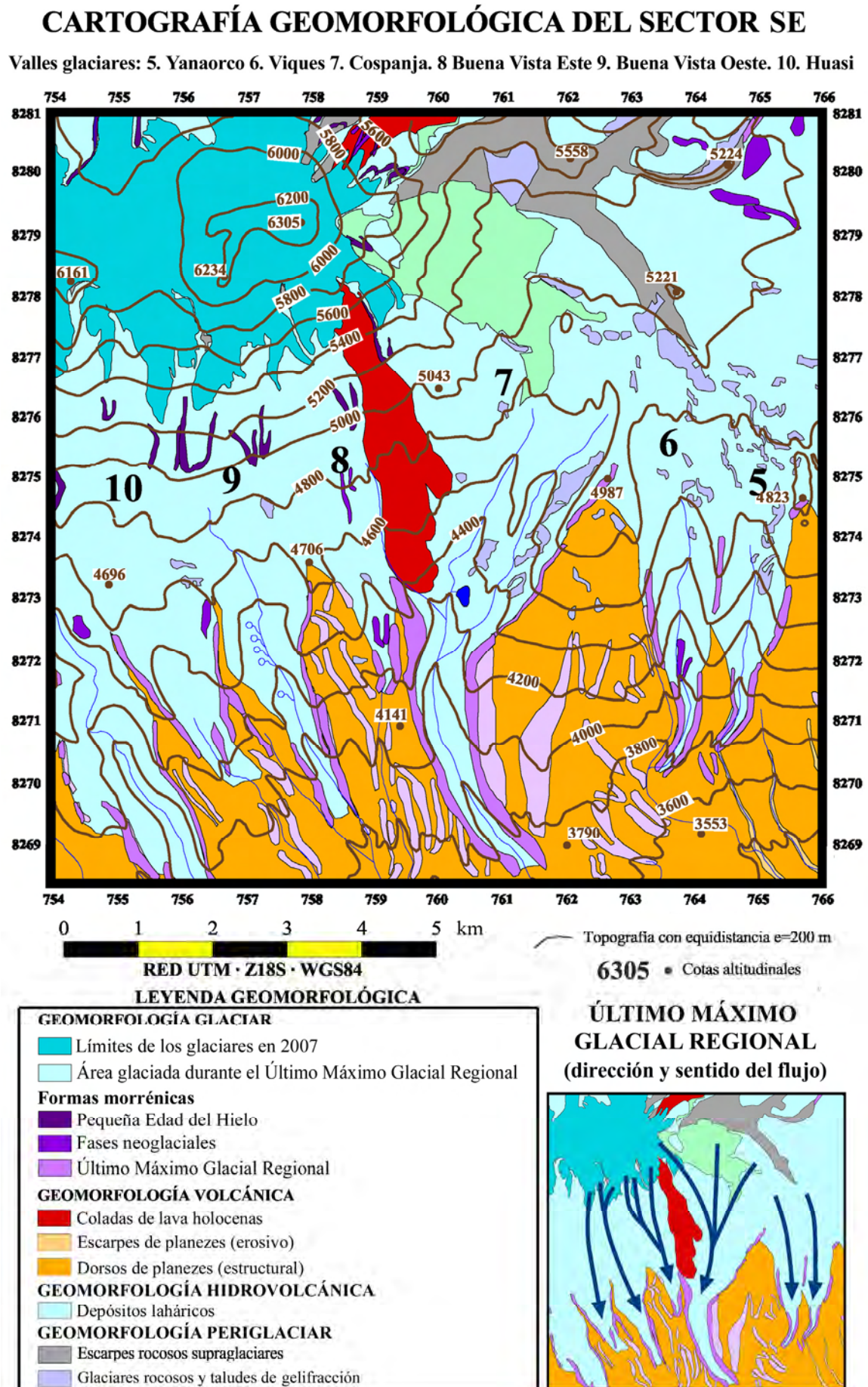
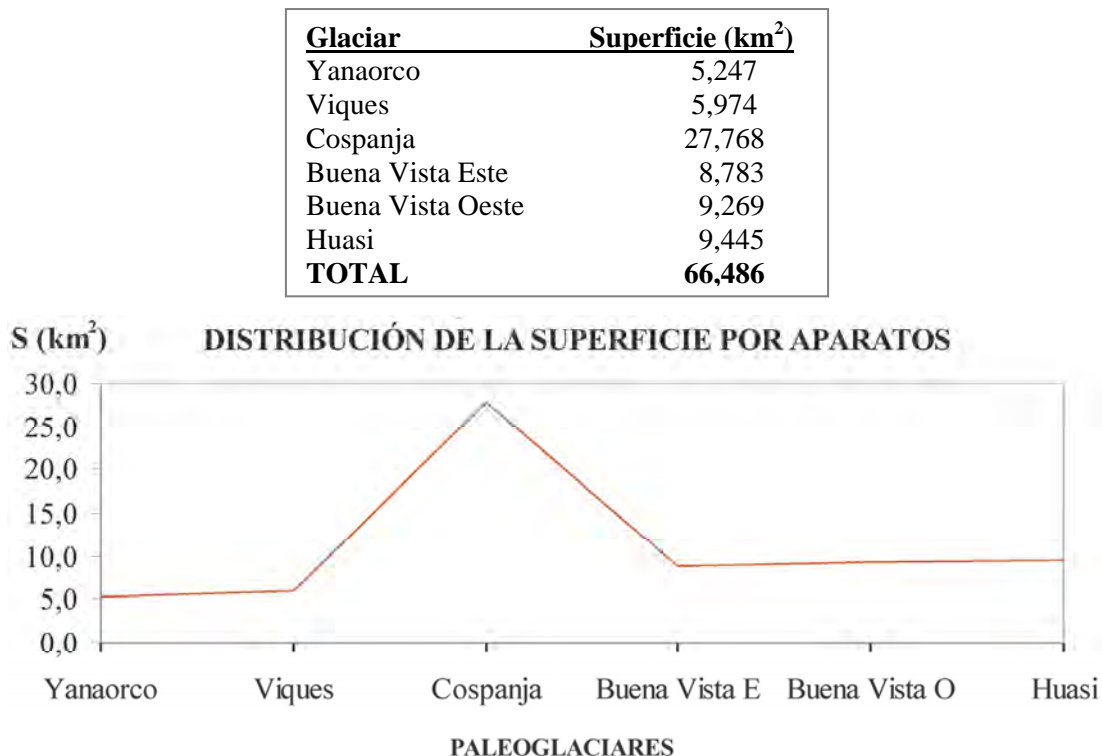


Figura 3.72: cartografía geomorfológica del sector SE del Nevado Coropuna.

### 3.4.5.a) Delimitación y medida de las superficies de los paleoglaciares del sector SE durante el Último Máximo Glacial Regional

La reconstrucción de los límites alcanzados en el sector SE por el último máximo avance de los paleoglaciares permitió medir sus superficies, obteniendo los resultados que se resumen en la tabla de la figura 3.73.



**Figura 3.73:** superficies de los paleoglaciares del sector SE durante el Último Máximo Glacial Regional.

### 3.4.5.b) Reconstrucción de las paleoELAs del sector SE durante el Último Máximo Glacial Regional por el método AABR

La delimitación de la extensión de los paleoglaciares del sector SE durante el Último Máximo Glacial Regional y la reconstrucción de sus bandas altitudinales permitieron estimar su paleoELA por el método AABR, alcanzando los resultados que se resumen en la figura 3.74.

#### PALEOELAS AABR DEL SECTOR NE (ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL REGIONAL)

paleoELA del sector SE.....4951 m (BR=1,0)

paleoELAs, *Balance Ratio*, promedios y desviaciones típicas (tabla resumen)

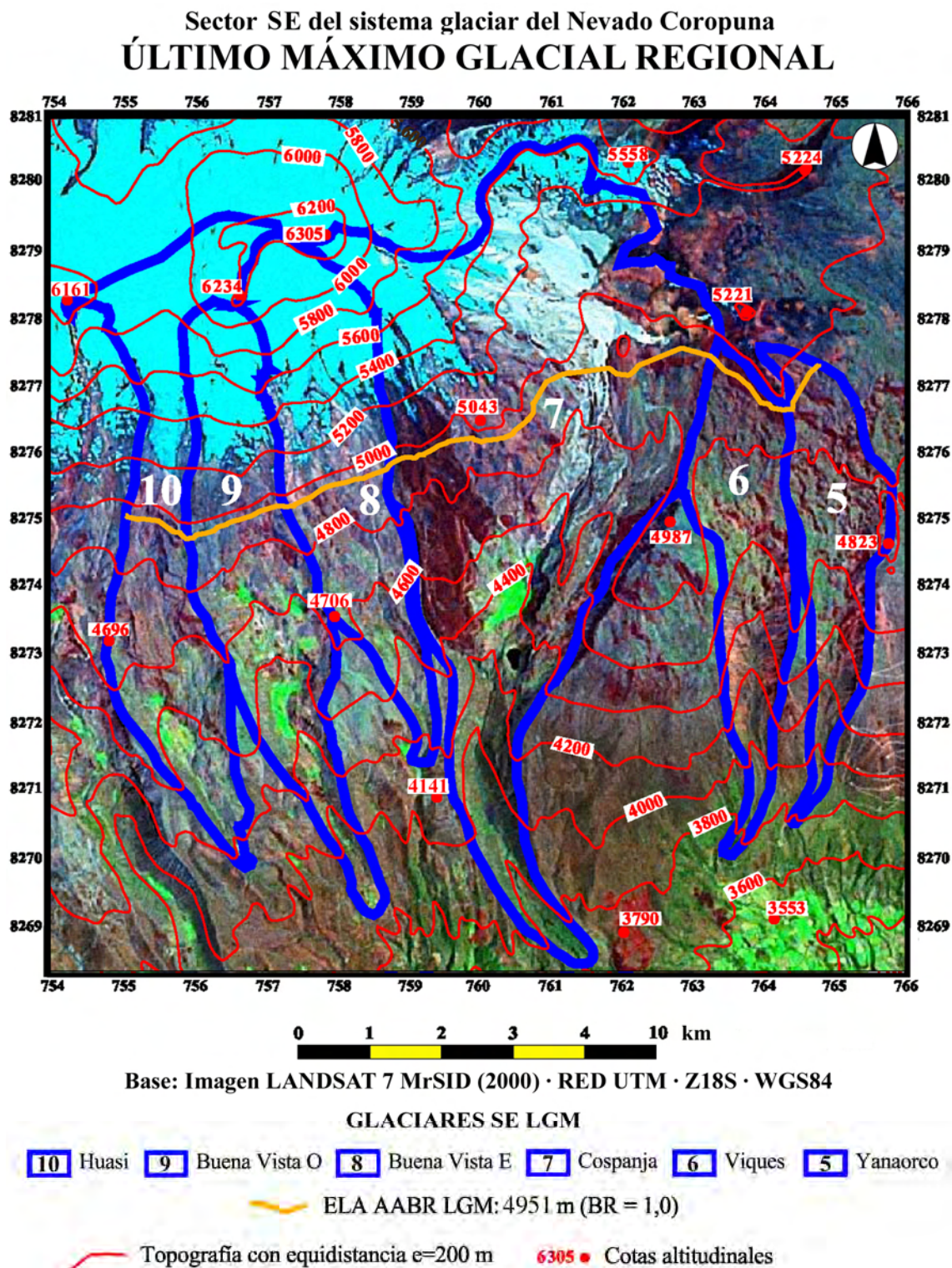
PALEOGLACIARES	BR=1,0	BR=1,5	BR=2,0	BR=2,5	BR=3,0
Yanaorco	4702	4736	4764	4786	4803
Viques	4654	4699	4736	4763	4784
Cospanja	5042	4993	4959	4935	4916
Buena Vista Este	5205	5284	5342	5382	5412
Buena Vista Oeste	4943	4868	4880	4914	4940
Huasi	5157	5145	5211	5257	5290
<b>Promedio</b>	<b>4951</b>	4954	4982	5006	5024
<b>Desviación típica</b>	<b>230</b>	231	245	255	263

**Figura 3.74:** reconstrucción de la paleoELA del sector SE durante el Último Máximo Glacial Regional.



### 3.4.5.c) Modelos espaciales de las superficies y paleoELAs del sector SE del sistema glaciar durante el Último Máximo Glacial Regional

En la figura 3.75 se muestra una imagen de satélite sobre la que se han representado las capas que se elaboraron en el sistema de información geográfica delimitando la superficie de los paleoglaciares y el modelo espacial de la paleoELA AABR durante el Último Máximo Glacial Regional, en las quebradas del cuadrante SE (Yanaorco, Viques, Buena Vista Este, Buena Vista Oeste y Huasi).



**Figura 3.75:** delimitación de los paleoglaciares y las paleoELAs del sector SE durante el Último Máximo Glacial Regional.



### 3.4.5.d) Reconstrucción de las paleoELAs del sector SE durante el Último Máximo Glacial Regional por el método MELM

Mediante la determinación de las altitudes máximas de las morrenas laterales atribuidas al Último Máximo Glacial Regional que se cartografiaron en el sector SE se calcularon las paleoELAs empleando el método MELM. De esa manera se alcanzaron los resultados que se recogen en la tabla y el modelo tridimensional de las figuras 3.76 y 3.77, para cada quebrada y para todo el sector SE. A diferencia de lo sucedido en el flanco NE, donde los resultados fueron más aproximados, las paleoELAs estimadas por el método MELM en el sector SE presentaron un desnivel mayor con respecto a la paleoELA AABR (4951 m).

Nuevamente la estimación que más se aproximó a ese nivel de referencia fue el promedio de las máximas altitudes absolutas medidas en las morrenas laterales de cada valle glaciar (MELM1). Con un resultado de 4793 m la paleoELA obtenida por ese método resultó 158 m inferior que la paleoELA AABR, mientras que la que se dedujo del promedio de todas las altitudes máximas medidas en las morrenas laterales (MELM2) fue 215 m más reducido.

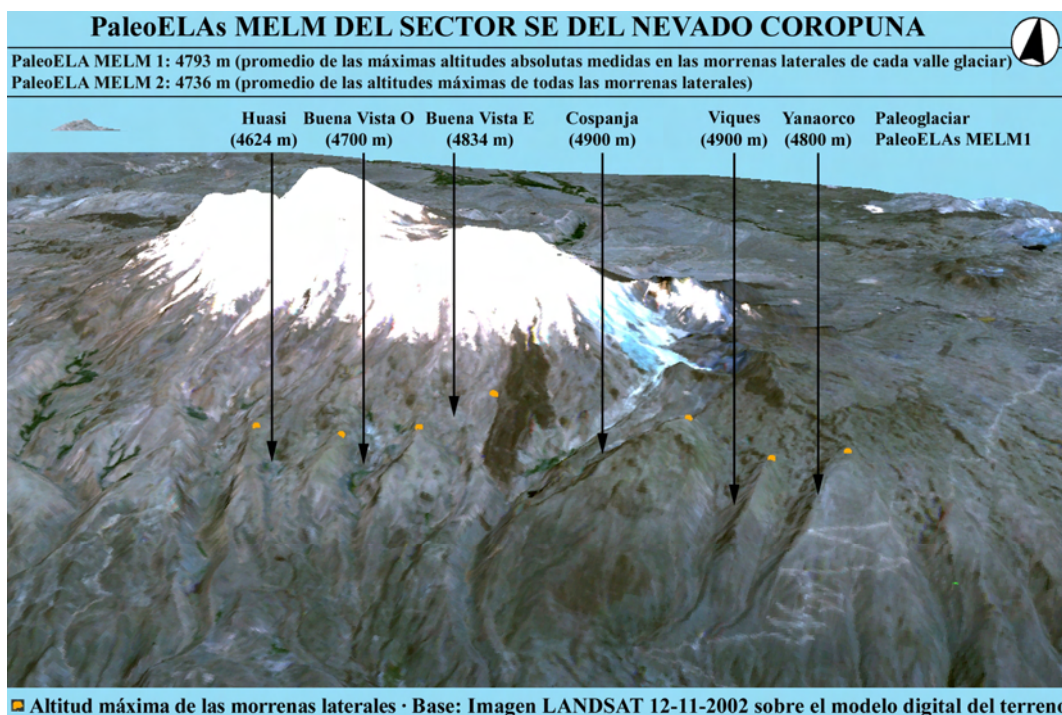
<b>PALEOELAs MELM DEL SECTOR SE</b>				
(Último Máximo Glacial Regional)				
MORRENAS LATERALES	Z <sup>1</sup>	MELM1 (m) <sup>2</sup>	MELM2 (m) <sup>3</sup>	
Yanaorco E	4800	4800	4748	
Yanaorco O	4695			
Viques E	4695	4900	4798	
Viques O	4900			
Cospanja E	4900	4900	4863	
Cospanja O	4826			
Buena Vista E E	4834	4834	4767	
Buena Vista E O	4700			
Buena Vista O E	4700	4700	4639	
Buena Vista O O	4578			
Huasi E	4578	4624	4601	
Huasi O	4624			
<b>paleoELAs MELM (promedios)</b>		<b>4793</b>	<b>4736</b>	
<b>Diferencia con paleoELA AABR (4951 m)</b>		<b>158</b>	<b>215</b>	

1-Máxima altitud de cada morrena lateral

2-Máximas altitudes absolutas de las morrenas laterales de cada valle glaciar

3-Promedio de las altitudes máximas de las morrenas laterales de cada valle glaciar

**Figura 3.76:** paleoELAs MELM del sector SE durante el Último Máximo Glacial Regional.



**Figura 3.77:** representación de las altitudes máximas de las morrenas laterales y paleoELAs MELM en el sector SE durante el Último Máximo Glacial Regional.

### 3.4.5.e) Reconstrucción de las paleoELAs del sector SE durante el Último Máximo Glacial Regional por el método THAR

La elaboración de la cartografía de las formas morrénicas correspondientes al último máximo avance de los paleoglaciares en el sector SE del complejo volcánico permitió delimitar las masas de hielo y determinar sus altitudes máximas y mínimas. De ese modo se obtuvieron los datos necesarios para estimar las paleoELAs por el método THAR, que se presentan en la figura 3.78.

#### PALEOELAs THAR DEL SECTOR SE DURANTE EL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL REGIONAL

\*THAR1: = T/H · THAR2: promedio de THAR1 · THAR3: Osmaston (1965) en glaciares del Rwenzori · THAR4: Osmaston (1965) en *ice cups* sobre volcanes.

PALEOGLACIAR	COTAS		RATIOS*				paleoELAs THAR			
	H	T	THAR1	THAR2	THAR3	THAR4	THAR1	THAR2	THAR3	THAR4
Yanaorco	5095	3762	0,74	0,63	0,50	0,30	4746	4603	4429	4162
Viques	4987	3744	0,75	0,63	0,50	0,30	4677	4528	4366	4117
Cospanja	6300	3624	0,58	0,63	0,50	0,30	5163	5312	4962	4427
Buena Vista E	6221	4110	0,66	0,63	0,50	0,30	5505	5442	5166	4743
Buena Vista O	6200	3845	0,62	0,63	0,50	0,30	5305	5331	5023	4552
Huasi	6208	4145	0,67	0,63	0,50	0,30	5522	5447	5177	4764
PROMEDIOS	-	-	0,63	-	-	-	5374	5383	5082	4621
paleoELA AABR:	4951		DIFERENCIA paleoELA AABR - THAR:				-423	-432	-131	330

**Figura 3.78:** estimaciones de las paleoELAs de los paleoglaciares del sector SE durante el Último Máximo Glacial Regional por el método THAR.

Como estaba previsto en primer lugar se estimaron las paleoELAs aplicando cuatro valores distintos del ratio AAR (THAR1-THAR4) y a continuación se calcularon sus desniveles con respecto a la paleoELA AABR (4951 m).

Al igual que en la vertiente septentrional las diferencias volvieron a ser bastante elevadas, en mayor medida cuando se usaron los ratios deducidos en el sistema de información geográfica de parámetros glaciológicos (1 y 2) que cuando se utilizaron los ratios empleados en otros trabajos desarrollados en regiones de alta montaña tropical (3 y 4).

**1)** Mediante la aplicación de los ratios THAR1 de cada paleoglaciario, que se dedujeron del cociente entre sus altitudes máxima (*headwall*) y mínima (*terminus*), se realizaron cuatro estimaciones de la paleoELA cuyo promedio (5374 m) se elevó 423 m sobre la paleoELA AABR (4951 m).

**2)** Cuando se utilizó el valor medio de los ratios THAR1 (THAR2=0,63) el promedio de las paleoELAs (5383 m) superó en 432 m el nivel de la paleoELA AABR.

**3)** Con el mismo ratio que Osmaston (1965) y Rodbell (1991, 1992) habían aplicado en el macizo del Rwenzori y en los Andes del Norte (THAR=0,50), se obtuvieron las paleoELAs con un promedio más reducido (5082 m) y menor desnivel con respecto a la paleoELA AABR.

**4)** Sin embargo, con el ratio que Osmaston (1965) consideró más apropiado para casquetes de hielo sobre volcanes, que en la vertiente septentrional había ofrecido el resultado más aproximado (45 m), la diferencia del promedio de las paleoELAs (4621 m) con respecto a la paleoELA AABR se amplió hasta 330 m.



### 3.4.5.f) Reconstrucción de las paleoELAs del sector SE durante el Último Máximo Glacial Regional por el método AAR

La construcción de las curvas hipsográficas de los paleoglaciares permitió estimar sus paleoELAs por el método AAR. Aplicando los valores del ratio previstos (AAR1, AAR2 y AAR3) se alcanzaron los resultados que se resumen en la tabla de la figura 3.79.

#### PALEOELAs AAR DEL SECTOR SE DURANTE EL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL REGIONAL

PALEOGLACIAR	<sup>1</sup> AAR1 = 0,67			<sup>2</sup> AAR2 = 0,34		<sup>3</sup> AAR3		
	paleoELA AABR	paleoELA AAR1	$\Delta Z$	paleoELA AAR2	$\Delta Z$	ratio AAR3	paleoELA AAR3	$\Delta Z$
Yanaorco	4702	4825	-123	4720	-18	0,05	4125	577
Viques	4654	4822	-168	4669	-15	0,04	3975	679
Cospanja	5042	4973	69	4715	327	0,45	4756	286
Buena Vista E	5205	5462	-257	4880	325	0,41	4982	223
Buena Vista O	4943	5040	-97	4669	274	0,64	4972	-29
Huasi	5157	5425	-268	4685	472	0,46	4755	402
PROMEDIO	4951	5091	-141	4723	228	0,34	4594	356

Fuentes de las ratios AAR: <sup>1</sup>Kaser & Osmaston (2002) <sup>2</sup>Promedio de AAR3 <sup>3</sup>Ratios calculadas en el SIG

**Figura 3.79:** reconstrucciones de las paleoELAs de los paleoglaciares del sector SE el Último Máximo Glacial Regional por el método THAR.

Aunque utilizando los métodos AAR y AABR en el sector NE se habían estimado paleoELAs muy semejantes, los resultados alcanzados por las mismas técnicas en el flanco SE presentaron desniveles notablemente más elevados. Las diferencias fueron mayores cuando se utilizaron los ratios calculados en el sistema de información geográfica (2 y 3), que en el Norte habían ofrecido los resultados más aproximados, y más reducidos cuando se aplicaron los ratios aplicados en publicaciones anteriores en otras regiones tropicales (1).

**1)** Con el ratio que Kaser & Osmaston (2002) consideraron más apropiado para glaciares tropicales (AAR1=0,67), el promedio de las paleoELAs AAR fue de 5091 m, superando en 141 m el nivel de la paleoELA AABR (4951 m).

**2)** Aplicando el promedio de los ratios AAR3 (AAR2=0,34), estimados para cada paleoglaciario en el sistema de información geográfica, se obtuvieron seis paleoELAs AAR con un promedio de 4723 m, que resultó 228 m menor que la paleoELA AABR.

**3)** Utilizando en la reconstrucción de la paleoELA de cada paleoglaciario su propio ratio AAR3, deducido del cociente de las superficies de su zona de acumulación y su área total, el promedio de los resultados (paleoELA AAR) se redujo hasta 4594 m y su desnivel con respecto a la paleoELA AABR se incrementó hasta 356 m.

### 3.4.6. Síntesis: resumen de los resultados de los análisis de las masas de hielo

#### 3.4.6.a) Resumen de los resultados del análisis de las superficies

En la parte izquierda de la tabla de la figura 3.80 se han resumido las superficies del sistema glaciar, de los sectores NE y SE y de cada uno de los dieciocho aparatos cartografiados, en el Último Máximo Glacial Regional (RLGM), la Pequeña Edad del Hielo (PEH) y los años 1955, 1986 y 2007. En la parte derecha de la tabla se ha calculado la reducción de las superficies de las masas de hielo (%) en cada fase con respecto a la anterior. El gráfico de la figura 3.81 representa la evolución de la superficie de los glaciares de ambos sectores en todas las fases analizadas.

RESUMEN DE LOS RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE LA EVOLUCIÓN DE LAS SUPERFICIES DE LAS MASAS DE HIELO

\*RLGM: Último Máximo Glacial Regional PEH: Pequeña Edad del Hielo

	Superficie (km <sup>2</sup> )					Reducción de superficie (%) con respecto a la fase anterior				
	RLGM*	PEH*	1955	1986	2007	RLGM*	PEH*	1955	1986	2007
<b>SISTEMA GLACIAR</b>	-	-	56,143	54,087	46,587	-	-	17,0	13,9	46,6
<b>SECTOR NE</b>	<b>RLGM*</b>	<b>PEH*</b>	<b>1955</b>	<b>1986</b>	<b>2007</b>	<b>RLGM*</b>	<b>PEH*</b>	<b>1955</b>	<b>1986</b>	<b>2007</b>
<b>Quebrada Santiago</b>										
Santiago 1										
Santiago 2	10,919	1,505	1,385	1,359	1,245	100	86,2	8,0	1,9	8,4
Total quebrada Santiago	10,919	0,480	0,345	0,342	0,274	100	95,6	28,1	0,9	19,9
<b>Quebrada Queñua Ranra</b>										
Queñua Ranra 1										
Queñua Ranra 2										
Queñua Ranra 3	12,058	0,234	0,199	0,161	0,077	100	98,1	15,0	19,1	52,2
Queñua Ranra 4		0,190	0,113	0,103	0,044	100	98,4	40,5	8,8	57,3
Queñua Ranra 5		0,314	0,272	0,263	0,200	100	97,4	13,4	3,3	24,0
Total quebrada Queñua Ranra	12,058	0,255	0,235	0,233	0,207	100	97,9	7,8	0,9	11,2
<b>Quebrada Cuncaicha-Pomulca</b>										
Quebrada Pomulca-Huajra Huire	4,097	0,348	0,333	0,271	0,231	100	97,1	4,3	18,6	14,8
<b>Total sector NE</b>	<b>31,647</b>	<b>1,341</b>	<b>1,152</b>	<b>1,031</b>	<b>0,759</b>	<b>100</b>	<b>88,9</b>	<b>14,1</b>	<b>10,5</b>	<b>26,4</b>
<b>% con respecto al sistema glaciar</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>SECTOR SE</b>	<b>RLGM*</b>	<b>PEH</b>	<b>1955</b>	<b>1986</b>	<b>2007</b>	<b>RLGM*</b>	<b>PEH</b>	<b>1955</b>	<b>1986</b>	<b>2007</b>
<b>Quebrada Cospanja</b>										
Cospanja 1										
Cospanja 2	27,768	0,152	0,106	0,106	0,097	100	99,5	30,3	0,0	8,5
Cospanja 3		0,566	0,548	0,487	0,440	100	98,0	3,2	11,1	9,7
Total quebrada Cospanja	27,768	0,687	0,631	0,607	0,456	100	97,5	8,2	3,8	24,9
<b>Quebrada Buena Vista E</b>										
Buena Vista E 1										
Buena Vista E 2	8,783	0,734	0,661	0,388		100	56,5	80,8	9,9	41,3
Buena Vista E 3		0,894	0,899	0,736		100	56,5	76,6	-0,6	18,1
Buena Vista E 4		1,465	1,433	1,183		100	56,5	61,7	2,2	17,4
Total quebrada Buena Vista E	8,783	0,277	0,276	0,273		100	56,5	92,8	0,4	1,1
<b>Quebrada Buena Vista O</b>										
Buena Vista O 1										
Buena Vista O 2	9,269	1,405	1,380	1,071		100	70,0	49,4	1,8	22,4
Total quebrada Buena Vista O	9,269	0,548	0,546	0,413		100	70,0	80,3	0,4	24,4
<b>Quebrada Huasi</b>										
Huasi 1										
Huasi 2	9,445	2,532	2,371	2,300	2,035	100	26,8	25,1	24,4	21,5
Total quebrada Huasi	9,445	1,357	1,284	1,216	1,068	100	14,4	13,6	12,9	11,3
<b>Quebrada Yanaorco</b>										
Quebrada Viques	5,247	3,889	3,655	3,516	3,103	100	58,8	6,0	3,8	11,7
<b>TOTAL SECTOR SE</b>	<b>29,449</b>	<b>5,974</b>	<b>10,263</b>	<b>9,911</b>	<b>8,160</b>	<b>100</b>	<b>59,6</b>	<b>13,7</b>	<b>3,4</b>	<b>17,7</b>
<b>% con respecto al sistema glaciar</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>TOTAL SECTORES NE y SE</b>	<b>61,096</b>	<b>15,220</b>	<b>13,145</b>	<b>12,643</b>	<b>10,438</b>					
<b>% con respecto al sistema glaciar</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Figura 3.80: resultados de la medida de las superficies de las masas de hielo en las fases analizadas.

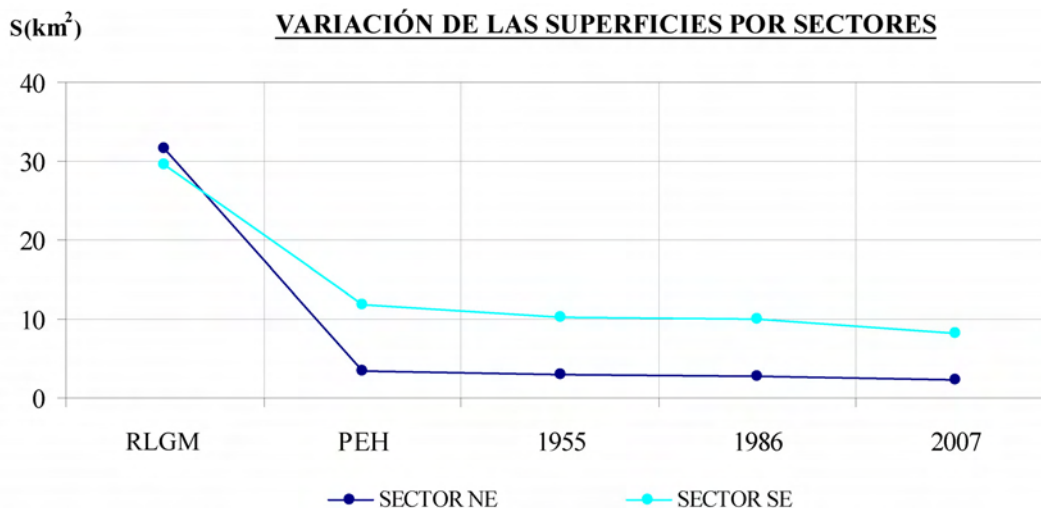


Figura 3.81: variación de las superficies de los sectores NE y SE del sistema glaciar en las fases analizadas.

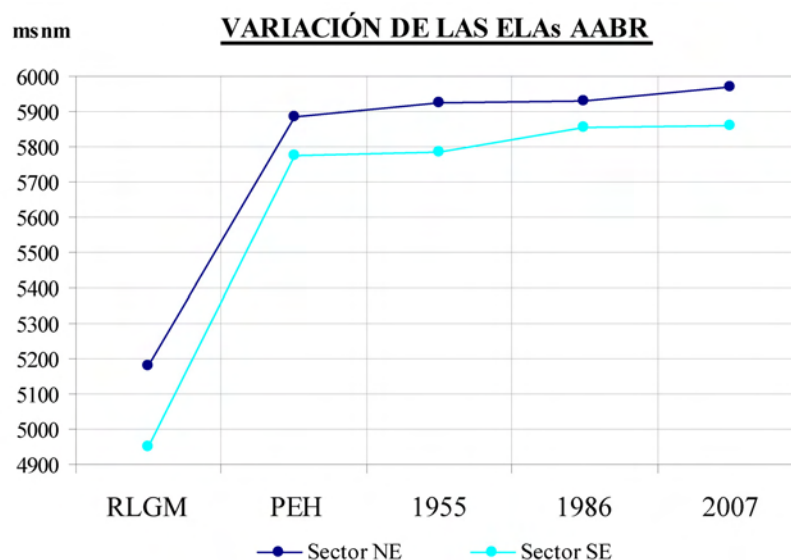
### 3.4.6.b) Resumen de los resultados del análisis de la evolución de las ELAs y paleoELAs

En la tabla de la figura 3.82 y en los gráficos de las figuras 3.83 y 3.84 se han resumido las ELAs y paleoELAs AABR de las masas de hielo en los sectores NE y SE en todas las fases, junto con su depresión con respecto a 2007 y entre ambas vertientes del complejo volcánico.

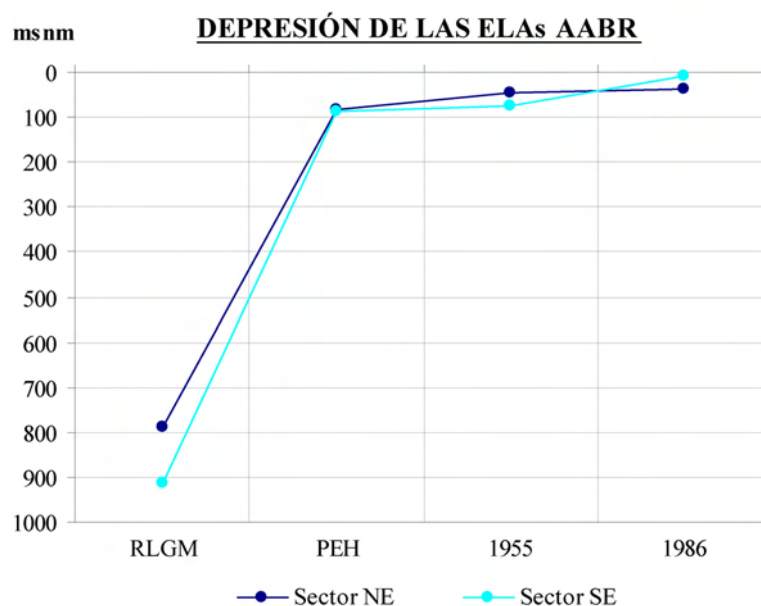
#### RESUMEN Y DEPRESIÓN DE LAS ELAs AABR EN LOS SECTORES NE Y SE (m)

	ELAs AABR					DEPRESIÓN DE LAS ELAs			
	LGM	PEH	1955	1986	2007	LGM	PEH	1955	1986
Sector NE	5179	5886	5923	5929	5968	789	82	45	39
Sector SE	4951	5776	5787	5853	5862	911	86	75	9
Promedio N-S	5065	5831	5855	5891	5915	850	84	60	24
Depresión N-S	228	110	136	76	106	-122	-4	-30	30

**Figura 3.82:** resumen de las ELAs y la magnitud de su depresión en todas las fases.



**Figura 3.83:** evolución de las reconstrucciones de las ELAs.



**Figura 3.84:** evolución de la depresión de las ELAs.



### 3.4.7. Pronósticos sobre la evolución de los glaciares en el futuro

Los resultados presentados en apartados anteriores permitieron establecer tasas de deglaciación basadas en las variaciones observadas en las superficies y ELAs en 2007 con respecto a 1955 y 1986. Las tasas de deglaciación se utilizaron para elaborar pronósticos sobre cuando podrían desaparecer las masas de hielo, a escala del sistema glaciar y a escala de los sectores NE y SE.

Las previsiones se realizaron en cinco escenarios de futuro, considerando la hipotética reproducción de las tasas observadas entre 1955 y 2007 (escenario 1) entre 1986 y 2007 (escenario 2), con un incremento de tasa similar al observado entre ambos periodos (escenario 3), o con el doble (escenario 4) o el triple (escenario 5) de ese incremento de tasa.

Los pronósticos se exponen en las hojas de cálculo que se programaron para realizar las operaciones de forma automática.

#### 3.4.7.a) Previsiones a escala del sistema glaciar

La figura 3.85 muestra los horizontes sin glaciares estimados en los cinco escenarios en función de la evolución de la superficie, junto con los valores de los parámetros implicados en los cálculos: superficie del sistema glaciar en 2007, 1986 y 1955 (km<sup>2</sup>), rango de la serie (años), pérdida de superficie observada al final del periodo (km<sup>2</sup>) y tasa anual de deglaciación (km<sup>2</sup>/año).

PRONÓSTICOS DE FUTURO UTILIZANDO COMO GEOINDICADOR LA EVOLUCIÓN DE LA SUPERFICIE				
		<u>2007</u>	<u>1986</u>	<u>1955</u>
	Superficies (km <sup>2</sup> ):	46,587	54,087	56,143
	<u>Rango (años)</u>	<u>ΔS (km<sup>2</sup>)</u>	<u>Tasa anual (km<sup>2</sup>/año)</u>	<u>Horizonte sin glaciares (año)</u>
Escenario 1	52	-9,556	-0,184	2261
Escenario 2	21	-7,500	-0,357	2137
Escenario 3	-	-	-0,531	2095
Escenario 4	-	-	-1,061	2051
Escenario 5	-	-	-1,592	2036

**Figura 3.85:** tasas de deglaciación y pronósticos de futuro del sistema glaciar basados en las superficies.

La tabla de la figura 3.86 recoge las previsiones deducidas en los cinco escenarios de la evolución de la ELA, con las variables empleadas en los cálculos: ELAs del sistema glaciar en 2007, 1986 y 1955 (m), altitud máxima del sistema glaciar (m), rango de la serie (años), incremento de la ELA al final del periodo (m) y tasa anual de deglaciación (m/año).

PRONÓSTICOS DE FUTURO UTILIZANDO COMO GEOINDICADOR LA EVOLUCIÓN DE LA ELA				
Altitud de la cumbre		<u>2007</u>	<u>1986</u>	<u>1955</u>
6377	ELAs (m):	5910	5864	5852
Desnivel respecto a la cumbre (m):		467	513	525
	<u>Rango (años)</u>	<u>ΔELA (m)</u>	<u>Tasa anual (m/año)</u>	<u>Horizonte sin glaciares (año)</u>
Escenario 1	52	58	1,115	2426
Escenario 2	21	46	2,190	2220
Escenario 3	-	-	3,266	2150
Escenario 4	-	-	6,531	2079
Escenario 5	-	-	9,797	2055

**Figura 3.86:** tasas de deglaciación y pronósticos de futuro del sistema glaciar basados en las ELAs.

### 3.4.7.b) Previsiones a escala de los glaciares de los sectores NE y SE

En las siguientes tablas se presentan los pronósticos sobre la evolución de los dieciocho glaciares de los sectores NE y SE, que se elaboraron empleando los mismos criterios (evolución de superficies y ELAs).

La figura 3.87 muestra los modelos basados en las observaciones de las superficies, indicando para cada aparato el rango de la serie (años), la pérdida total de superficie ( $\text{km}^2$ ), la tasa de deglaciación ( $\text{km}^2/\text{año}$ ) y la predicción de la fecha en la que se produciría la desaparición de las masas de hielo (Horizonte 0 ó  $H_0$ ).

#### PRONÓSTICOS DE FUTURO BASADOS EN LAS SUPERFICIES: TASAS DE $\Delta S$ ( $\text{km}^2/\text{año}$ ) y HORIZONTE SIN GLACIARES (año)

##### LEYENDA DE LAS VARIABLES

**R:** Rango de la serie (años).

**$\Delta S$ :** incremento de la superficie entre las fechas de la serie ( $\text{km}^2$ ).

**Td:** tasa de reducción de la superficie ( $\text{km}^2/\text{año}$ ).

$$T_s = \Delta ELA / R$$

**$H_0$ :** Horizonte 0 (año de desaparición del glaciar).

$$H_0 = 2007 + (\text{Superficie } 2007 / \Delta S)$$

##### DESCRIPCIÓN DE LOS ESCENARIOS:

**Escenario 1:** basado en la tasa 1955-2007-

**Escenario 2:** basado en la tasa 1986-2007.

**Escenario 3:** basado en un incremento de tasa como el observado entre 1955-2007 y 1986-2007.

**Escenario 4:** basado en un incremento de tasa como el doble del observado entre 1955-2007 y 1986-2007.

**Escenario 5:** basado en un incremento de tasa como el triple del observado entre 1955-2007 y 1986-2007.

##### SECTOR NE

	1955	1986	2007
<b>Santiago 1</b>	<b>S(<math>\text{km}^2</math>)</b>	1,385	1,359
	<b>R</b>	<b><math>\Delta S</math></b>	<b>Td</b>
	(años)	( $\text{km}^2$ )	( $\text{km}^2/\text{año}$ )
E1	52	-0,140	0,003
E2	21	-0,114	0,005
E3	-	-	0,008
E4	-	-	0,016
E5	-	-	0,024

	1955	1986	2007
<b>Santiago 2</b>	<b>S(<math>\text{km}^2</math>)</b>	0,345	0,342
	<b>R</b>	<b><math>\Delta S</math></b>	<b>Td</b>
	(años)	( $\text{km}^2$ )	( $\text{km}^2/\text{año}$ )
E1	52	-0,071	0,001
E2	21	-0,068	0,003
E3	-	-	0,005
E4	-	-	0,010
E5	-	-	0,015

	1955	1986	2007
<b>Queñua Ranra 1</b>	<b>S(<math>\text{km}^2</math>)</b>	0,199	0,161
	<b>R</b>	<b><math>\Delta S</math></b>	<b>Td</b>
	(años)	( $\text{km}^2$ )	( $\text{km}^2/\text{año}$ )
E1	52	-0,122	0,002
E2	21	-0,084	0,004
E3	-	-	0,006
E4	-	-	0,011
E5	-	-	0,017

	1955	1986	2007
<b>Queñua Ranra 2</b>	<b>S(<math>\text{km}^2</math>)</b>	0,113	0,103
	<b>R</b>	<b><math>\Delta S</math></b>	<b>Td</b>
	(años)	( $\text{km}^2$ )	( $\text{km}^2/\text{año}$ )
E1	52	-0,069	0,001
E2	21	-0,059	0,003
E3	-	-	0,004
E4	-	-	0,009
E5	-	-	0,013

	1955	1986	2007
<b>Queñua Ranra 3</b>	<b>S(<math>\text{km}^2</math>)</b>	0,272	0,263
	<b>R</b>	<b><math>\Delta S</math></b>	<b>Td</b>
	(años)	( $\text{km}^2$ )	( $\text{km}^2/\text{año}$ )
E1	52	-0,072	0,001
E2	21	-0,063	0,003
E3	-	-	0,005
E4	-	-	0,009
E5	-	-	0,014

##### SECTOR SE

	1955	1986	2007
<b>Cospanja 1</b>	<b>S(<math>\text{km}^2</math>)</b>	0,106	0,106
	<b>R</b>	<b><math>\Delta S</math></b>	<b>Td</b>
	(años)	( $\text{km}^2$ )	( $\text{km}^2/\text{año}$ )
E1	52	-0,009	0,000
E2	21	-0,009	0,000
E3	-	-	0,001
E4	-	-	0,001
E5	-	-	0,002

	1955	1986	2007
<b>Cospanja 2</b>	<b>S(<math>\text{km}^2</math>)</b>	0,548	0,487
	<b>R</b>	<b><math>\Delta S</math></b>	<b>Td</b>
	(años)	( $\text{km}^2$ )	( $\text{km}^2/\text{año}$ )
E1	52	-0,108	0,002
E2	21	-0,047	0,002
E3	-	-	0,002
E4	-	-	0,005
E5	-	-	0,007

	1955	1986	2007
<b>Cospanja 3</b>	<b>S(<math>\text{km}^2</math>)</b>	0,631	0,607
	<b>R</b>	<b><math>\Delta S</math></b>	<b>Td</b>
	(años)	( $\text{km}^2$ )	( $\text{km}^2/\text{año}$ )
E1	52	-0,175	0,003
E2	21	-0,151	0,007
E3	-	-	0,011
E4	-	-	0,022
E5	-	-	0,033

	1955	1986	2007
<b>Buena Vista E 1</b>	<b>S(<math>\text{km}^2</math>)</b>	0,734	0,661
	<b>R</b>	<b><math>\Delta S</math></b>	<b>Td</b>
	(años)	( $\text{km}^2$ )	( $\text{km}^2/\text{año}$ )
E1	52	-0,346	0,007
E2	21	-0,273	0,013
E3	-	-	0,019
E4	-	-	0,039
E5	-	-	0,058

	1955	1986	2007
<b>Buena Vista E 2</b>	<b>S(<math>\text{km}^2</math>)</b>	0,894	0,899
	<b>R</b>	<b><math>\Delta S</math></b>	<b>Td</b>
	(años)	( $\text{km}^2$ )	( $\text{km}^2/\text{año}$ )
E1	52	-0,158	0,003
E2	21	-0,163	0,008
E3	-	-	0,012
E4	-	-	0,025
E5	-	-	0,037

	1955	1986	2007
<b>Buena Vista O 1</b>	<b>S(<math>\text{km}^2</math>)</b>	1,405	1,380
	<b>R</b>	<b><math>\Delta S</math></b>	<b>Td</b>
	(años)	( $\text{km}^2$ )	( $\text{km}^2/\text{año}$ )
E1	52	-0,334	0,006
E2	21	-0,309	0,015
E3	-	-	0,023
E4	-	-	0,046
E5	-	-	0,069

	1955	1986	2007
<b>Buena Vista O 2</b>	<b>S(<math>\text{km}^2</math>)</b>	0,546	0,548
	<b>R</b>	<b><math>\Delta S</math></b>	<b>Td</b>
	(años)	( $\text{km}^2$ )	( $\text{km}^2/\text{año}$ )
E1	52	-0,133	0,003
E2	21	-0,135	0,006
E3	-	-	0,010
E4	-	-	0,021
E5	-	-	0,031

	1955	1986	2007
<b>Huasi 1</b>	<b>S(<math>\text{km}^2</math>)</b>	2,371	2,300
	<b>R</b>	<b><math>\Delta S</math></b>	<b>Td</b>
	(años)	( $\text{km}^2$ )	( $\text{km}^2/\text{año}$ )
E1	52	-0,336	0,006
E2	21	-0,265	0,013
E3	-	-	0,019
E4	-	-	0,038
E5	-	-	0,056

	1955	1986	2007
<b>Huasi 2</b>	<b>S(<math>\text{km}^2</math>)</b>	1,284	1,216
	<b>R</b>	<b><math>\Delta S</math></b>	<b>Td</b>
	(años)	( $\text{km}^2$ )	( $\text{km}^2/\text{año}$ )
E1	52	-0,216	0,004
E2	21	-0,148	0,007
E3	-	-	0,010
E4	-	-	0,020
E5	-	-	0,030

Figura 3.87: pronósticos sobre la evolución de los glaciares de los sectores NE y SE.

En las tablas de las figuras 3.88 y 3.89 se resumen los pronósticos sobre la evolución de las masas de hielo que se dedujeron de las tasas de incremento de la ELA, indicando para cada aparato y en cada escenario el valor de los siguientes parámetros:

**R:** rango de la serie (años).

**$\Delta ELA$ :** incremento de la ELA observado al final de la serie (m).

**Td:** tasa de incremento de la ELA (m/año).

**Zmáx:** altitud máxima del glaciar (m).

**ELA:** valor de la ELA en 2007.

**Zp:** intervalo de altitud comprendido entre los niveles de la ELA y la Zmáx.

**t:** tiempo necesario (años) para que la ELA alcance el nivel Zmáx, dada la tasa Ts.

**H<sub>0</sub>:** fecha de desaparición de las masas de hielo en el escenario considerado (año).

### **PRONÓSTICOS DE FUTURO BASADOS EN LAS ELAs**

#### **SECTOR NE**

		ELAs AABR (m)		1955 5923	1986 5929	2007 5968			
	R	$\Delta ELA$	Td	Zmáx	ELA	Zp	t	H <sub>0</sub>	
	(años)	(m)	(m/año)	(m)	(m)	(m)	(años)	(año)	
<b>Santiago 1</b>									
E1	52	45	0,865	6305	5968	337	389	2396	
E2	21	39	1,857	6305	5968	337	181	2188	
E3	-	-	2,849	6305	5968	337	118	2125	
E4	-	-	5,698	6305	5968	337	59	2066	
E5	-	-	8,547	6305	5968	337	39	2046	
<b>Santiago 2</b>									
E1	52	45	0,865	6157	5968	189	218	2225	
E2	21	39	1,857	6157	5968	189	102	2109	
E3	-	-	2,849	6157	5968	189	66	2073	
E4	-	-	5,698	6157	5968	189	33	2040	
E5	-	-	8,547	6157	5968	189	22	2029	
<b>Queñua Ranra 1</b>									
E1	52	45	0,865	6150	5968	182	210	2217	
E2	21	39	1,857	6150	5968	182	98	2105	
E3	-	-	2,849	6150	5968	182	64	2071	
E4	-	-	5,698	6150	5968	182	32	2039	
E5	-	-	8,547	6150	5968	182	21	2028	
<b>Queñua Ranra 2</b>									
E1	52	45	0,865	6072	5968	104	120	2127	
E2	21	39	1,857	6072	5968	104	56	2063	
E3	-	-	2,849	6072	5968	104	37	2044	
E4	-	-	5,698	6072	5968	104	18	2025	
E5	-	-	8,547	6072	5968	104	12	2019	
<b>Queñua Ranra 3</b>									
E1	52	45	0,865	6153	5968	185	214	2221	
E2	21	39	1,857	6153	5968	185	100	2107	
E3	-	-	2,849	6153	5968	185	65	2072	
E4	-	-	5,698	6153	5968	185	32	2039	
E5	-	-	8,547	6153	5968	185	22	2029	
<b>Queñua Ranra 4</b>									
E1	52	45	0,865	6260	5968	292	337	2344	
E2	21	39	1,857	6260	5968	292	157	2164	
E3	-	-	2,849	6260	5968	292	102	2109	
E4	-	-	5,698	6260	5968	292	51	2058	
E5	-	-	8,547	6260	5968	292	34	2041	
<b>Queñua Ranra 5</b>									
E1	52	45	0,865	6266	5968	298	344	2351	
E2	21	39	1,857	6266	5968	298	160	2167	
E3	-	-	2,849	6266	5968	298	105	2112	
E4	-	-	5,698	6266	5968	298	52	2059	
E5	-	-	8,547	6266	5968	298	35	2042	

**Figura 3.88:** pronósticos de desaparición de los glaciares del sector NE basados en las ELAs.



**PRONÓSTICOS DE FUTURO BASADOS EN LAS ELAs****SECTOR SE**

		1955		1986	2007				
ELAs AABR (m)		5787		5853	5862				
	R	$\Delta$ ELA	Td	Zmáx	ELA	Zp	t	H <sub>0</sub>	
	(años)	(m)	(m/año)	(m)	(m)	(m)	(años)	(año)	
<b>Cospanja 1</b>									
E1	52	75	1,442	6300	5862	438	304	2311	
E2	21	9	0,429	6300	5862	438	1022	3029	
E3	-	-	2,456	6300	5862	438	178	2185	
E4	-	-	4,912	6300	5862	438	89	2096	
E5	-	-	7,368	6300	5862	438	59	2066	
<b>Cospanja 2</b>									
E1	52	75	1,442	6300	5862	438	304	2311	
E2	21	9	0,429	6300	5862	438	1022	3029	
E3	-	-	2,456	6300	5862	438	178	2185	
E4	-	-	4,912	6300	5862	438	89	2096	
E5	-	-	7,368	6300	5862	438	59	2066	
<b>Cospanja 3</b>									
E1	52	75	1,442	6204	5862	342	237	2244	
E2	21	9	0,429	6204	5862	342	798	2805	
E3	-	-	2,456	6204	5862	342	139	2146	
E4	-	-	4,912	6204	5862	342	70	2077	
E5	-	-	7,368	6204	5862	342	46	2053	
<b>Buena Vista E 1</b>									
E1	52	75	1,442	6230	5862	368	255	2262	
E2	21	9	0,429	6230	5862	368	859	2866	
E3	-	-	2,456	6230	5862	368	150	2157	
E4	-	-	4,912	6230	5862	368	75	2082	
E5	-	-	7,368	6230	5862	368	50	2057	
<b>Buena Vista E 2</b>									
E1	52	75	1,442	6222	5862	360	250	2257	
E2	21	9	0,429	6222	5862	360	840	2847	
E3	-	-	2,456	6222	5862	360	147	2154	
E4	-	-	4,912	6222	5862	360	73	2080	
E5	-	-	7,368	6222	5862	360	49	2056	
<b>Buena Vista E 3</b>									
E1	52	75	1,442	6221	5862	359	249	2256	
E2	21	9	0,429	6221	5862	359	838	2845	
E3	-	-	2,456	6221	5862	359	146	2153	
E4	-	-	4,912	6221	5862	359	73	2080	
E5	-	-	7,368	6221	5862	359	49	2056	
<b>Buena Vista E 4</b>									
E1	52	75	1,442	6200	5862	338	234	2241	
E2	21	9	0,429	6200	5862	338	789	2796	
E3	-	-	2,456	6200	5862	338	138	2145	
E4	-	-	4,912	6200	5862	338	69	2076	
E5	-	-	7,368	6200	5862	338	46	2053	
<b>Buena Vista O 1</b>									
E1	52	75	1,442	6200	5862	338	234	2241	
E2	21	9	0,429	6200	5862	338	789	2796	
E3	-	-	2,456	6200	5862	338	138	2145	
E4	-	-	4,912	6200	5862	338	69	2076	
E5	-	-	7,368	6200	5862	338	46	2053	
<b>Buena Vista O 2</b>									
E1	52	75	1,442	6162	5862	300	208	2215	
E2	21	9	0,429	6162	5862	300	700	2707	
E3	-	-	2,456	6162	5862	300	122	2129	
E4	-	-	4,912	6162	5862	300	61	2068	
E5	-	-	7,368	6162	5862	300	41	2048	
<b>Huasi 1</b>									
E1	52	75	1,442	6208	5862	346	240	2247	
E2	21	9	0,429	6208	5862	346	807	2814	
E3	-	-	2,456	6208	5862	346	141	2148	
E4	-	-	4,912	6208	5862	346	70	2077	
E5	-	-	7,368	6208	5862	346	47	2054	
<b>Huasi 2</b>									
E1	52	75	1,442	6161	5862	299	207	2214	
E2	21	9	0,429	6161	5862	299	698	2705	
E3	-	-	2,456	6161	5862	299	122	2129	
E4	-	-	4,912	6161	5862	299	61	2068	
E5	-	-	7,368	6161	5862	299	41	2048	

**Figura 3.89:** pronósticos de desaparición de los glaciares del sector SE basados en las ELAs.

### 3.5. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

En esta sección se discuten los resultados presentados en el apartado anterior. La delimitación y medida de la superficie del sistema glaciar y las ELAs se contrastarán con resultados alcanzados por otros autores. Con un objetivo eminentemente práctico se evaluará la aportación del Nevado Coropuna a las masas de hielo de los Andes Centrales y los pronósticos de futuro deducidos de las superficies y las ELAs se utilizarán para ordenar los glaciares en función del riesgo de desaparición, analizando conjuntamente las predicciones sugeridas por ambos geoindicadores. Las paleoELAs del Último Máximo Glacial Regional se compararán con reconstrucciones realizadas en diferentes sectores de la cordillera, y las estimaciones de su depresión se insertarán en un modelo regional.

#### 3.5.1. Evolución reciente de la superficie de los glaciares del Nevado Coropuna

En un apartado anterior (3.4.2.a) se presentaron cuatro cartografías delimitando el sistema glaciar del Nevado Coropuna en 1955, 1986 y 2007, junto con los resultados de la medición de su superficie en esas fechas (56,143 km<sup>2</sup>, 54,087 km<sup>2</sup> y 46,587 km<sup>2</sup>). Esos resultados difieren notablemente de los alcanzados por otros autores, que cometieron errores como consecuencia de las dificultades planteadas por la presencia de la cubierta nival ocultando parcialmente las masas de hielo y la menor precisión de las técnicas que emplearon.

##### 3.5.1.a) Trabajos anteriores sobre la superficie del sistema glaciar

Antes de la finalización de esta memoria se diferentes trabajos que también afrontaron la tarea de delimitar y medir el sistema glaciar del Nevado Coropuna.

**Ames et al. (1988):** Inventario de Glaciares del Perú, realizado por la Unidad de Glaciología e Hidrología de Huaraz, que actualmente se denomina Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos (UGRH) y depende de la Autoridad Nacional del Agua (ANA).

**Núñez & Valenzuela (2001):** Mapa Preliminar de Amenaza Volcánica Potencial del Nevado Coropuna.

**Silverio (2004):** Estudio de la Evolución de la Cobertura Glaciar del Nevado Coropuna entre 1955 y 2003, por encargo de la agencia de seguridad alimentaria del Gobierno Regional de Arequipa (COPASA).

**Racoviteanu et al. (2007):** utilización de modelos digitales del terreno para aplicaciones glaciológicas en el Nevado Coropuna.

Para contrastar los resultados del presente trabajo de investigación con los que se publicaron en las tres primeras referencias, se georreferenciaron sus cartografías y se integraron en el sistema de información geográfica. Con esas herramientas se generaron los mapas que se van a presentar en los siguientes apartados mostrando conjuntamente los límites de las masas de hielo elaborados por esos trabajos y los que se presentaron en anteriores apartados de este capítulo.

Debido a que Racoviteanu et al (2007) no publicaron una cartografía proyectada sino un modelo tridimensional, su delimitación de las masas de hielo se confrontará con las fotografías que se realizaron durante el trabajo de campo, revelando algunos de los errores cometidos. A continuación se discutirán los resultados de las cuatro publicaciones conjuntamente con los obtenidos por el presente trabajo de investigación.

### **INVENTARIO DE GLACIARES DEL PERÚ (1988)**

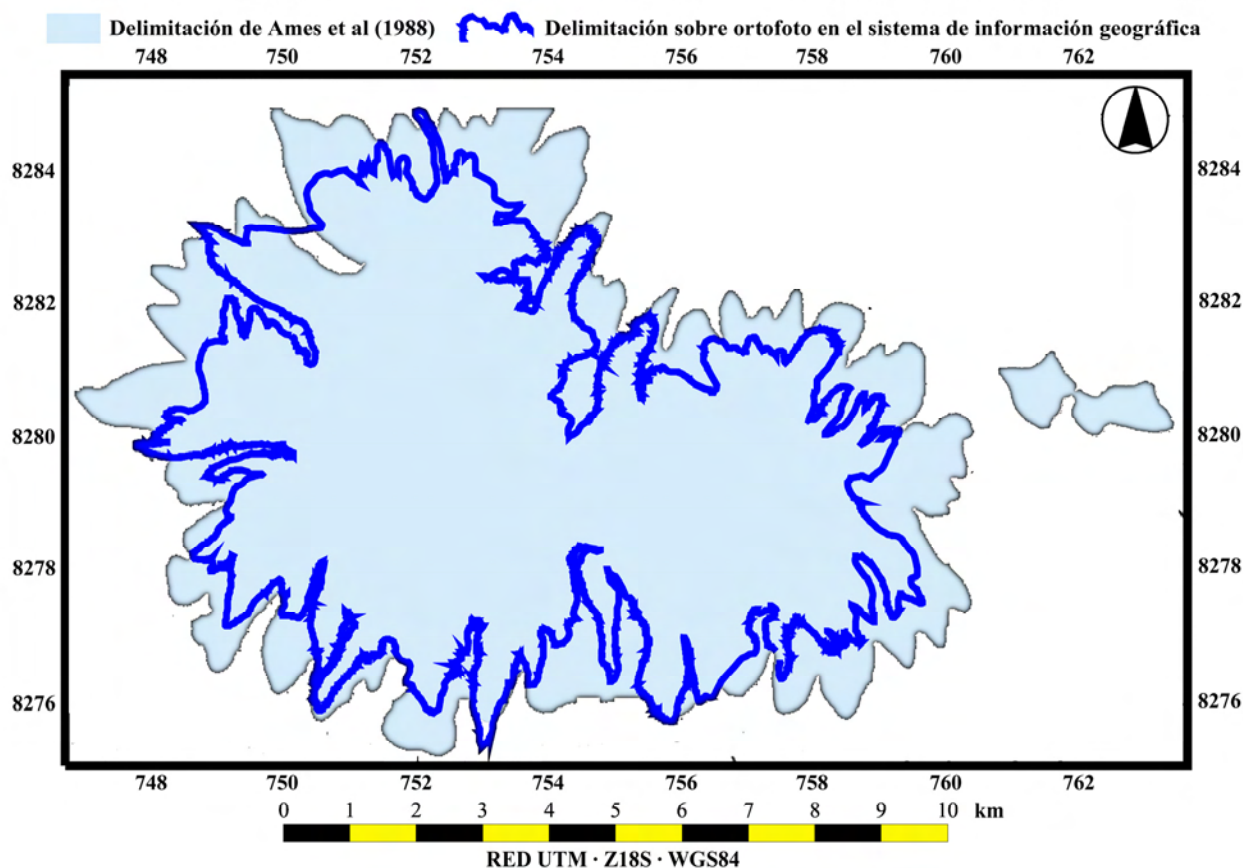
Ames et al (1988) señalaron que las fotografías aéreas que emplearon para delimitar las masas de hielo del Nevado Coropuna fueron realizadas en 1962. Sin embargo citaron la numeración de los fotogramas del vuelo de 1955 (proyecto HYCON), y la cobertura territorial del vuelo de 1962 (proyecto USAF-AST9-1962-63) no incluyó el área de cumbres del complejo volcánico, según confirmaron diversas fuentes consultadas en el Instituto Geográfico Nacional y en el Ministerio de Agricultura, instituciones que gestionan la comercialización de ambos vuelos.

La existencia de una confusión se confirmó en octubre de 2008 durante una revisión exhaustiva de los archivos de la Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos de Huaraz, en la que se comprobó que las fotografías aéreas del vuelo de 1955 eran las únicas que podían haberse utilizado para elaborar el apartado del inventario correspondiente al Nevado Coropuna. Por lo tanto la delimitación de las masas de hielo del complejo volcánico publicada por Ames et al (1988) debe atribuirse a 1955 en lugar de a 1962.

Ames et al (1988) diferenciaron 14 aparatos en el sistema glaciar del Nevado Coropuna y estimaron que su superficie sumaba 82,6 km<sup>2</sup> en total. Ese valor supera en 26,5 km<sup>2</sup> el resultado alcanzado en el presente trabajo de investigación (56,1 km<sup>2</sup>) sobre la ortofoto que se obtuvo rectificando los fotogramas del vuelo de 1955.

La figura 3.90 es un mapa generado en el sistema de información geográfica mediante la superposición de la capa que representa los márgenes de las masas de hielo delimitados sobre la ortofoto sobre la cartografía del inventario de Ames et al (1988).

#### **DELIMITACIÓN DE LOS GLACIARES DEL NEVADO COROPUNA EN 1955**

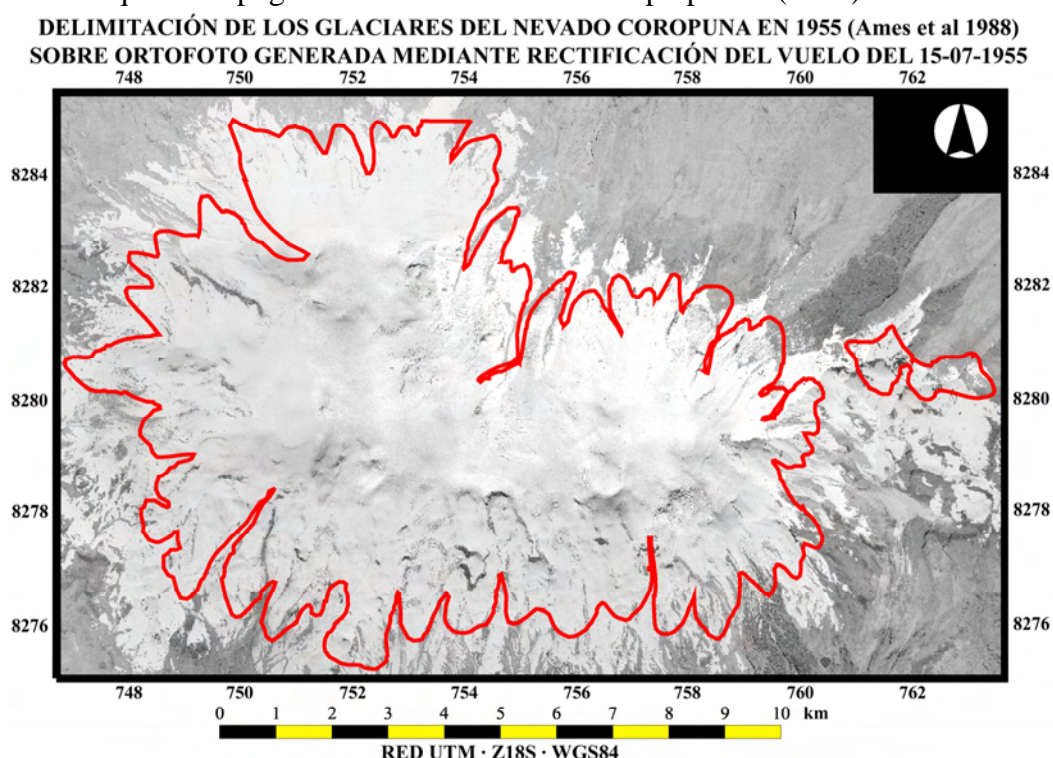


**Figura 3.90:** delimitación del sistema glaciar en 1955, en este trabajo y en Ames et al (1988).



La superposición del mapa de Ames et al (1988) sobre la ortofoto de 1955, la figura 3.91, demuestra la existencia de flagrantes errores en la identificación de los márgenes de los glaciares, que incluyen indistintamente áreas ocupadas por masas de hielo, áreas cubiertas exclusivamente por nieve y áreas de roca desnuda. Los errores cometidos por esos autores deben atribuirse al hecho de que los glaciares fueron delimitados sobre las curvas de nivel del área de cumbres, que en las hojas del mapa topográfico nacional de Perú aparecen representadas en color azul para simbolizar las nieves perpetuas.

La leyenda del mapa topográfico explica que fue levantado por el Cuerpo de Ingenieros del ejército de los Estados Unidos por métodos fotogramétricos, con fotografías aéreas de 1955 y una clasificación de campo realizada en 1962-1963. En probable que Ames et al (1988) no interpretaran correctamente la leyenda y atribuyeran la cartografía de los glaciares al año en el que se realizó la clasificación de campo (1962), en lugar de a la fecha en la que se realizó el vuelo sobre el que los topógrafos delimitaron las nieves perpetuas (1955).



**Figura 3.91:** delimitación de los glaciares del Nevado Coropuna en 1955 publicada por Ames et al (1988) (Ames et al., 1988) sobre la ortofoto de ese mismo año.

### **MAPA PRELIMINAR DE AMENAZA VOLCÁNICA DEL NEVADO COROPUNA (1988)**

Núñez & Valenzuela (2001) incluyeron en su trabajo un ‘Mapa Geológico del volcán Nevado Coropuna y alrededores’, en el que representaron un polígono que denominaron ‘área de nieves perpetuas’. Para delimitarlo se basaron en las curvas de nivel del área de cumbres, que aparecen en color azul en el mapa topográfico nacional. De su medición dedujeron que las nieves perpetuas tenían en 1955 117,62 km<sup>2</sup>, considerando erróneamente que esa superficie equivalía al área cubierta por glaciares. Además emplearon una imagen del satélite LANDSAT 5 registrada el 24 de noviembre de 1986 para delimitar y medir la superficie que tenían ese año las masas de hielo, obteniendo un resultado de 67,16 km<sup>2</sup>. Tomando como referencia sus estimaciones para 1955 y 1986, calcularon que los glaciares se habían reducido 50,46 km<sup>2</sup> en 31 años, a razón de 1,63 km<sup>2</sup> anuales. Con esa tasa de deglaciación dedujeron que en 2001 las masas de hielo debían tener una superficie de 44,27 km<sup>2</sup>.

Los resultados de Nuñez & Valenzuela (2001) se extrapolaron utilizando la tasa de deglaciación deducida por esos autores ( $1,63 \text{ km}^2/\text{año}$ ) para estimar la superficie que tendrían los glaciares en 2007, obteniendo un resultado de  $34,49 \text{ km}^2$  y una serie constituida por las mismas fechas que conforman la secuencia alcanzada por el presente trabajo de investigación.

	Superficies ( $\text{km}^2$ )		
	1955	1986	2007
Nuñez & Valenzuela (2001)	117,62	67,16	34,49*
Este trabajo	56,14	54,01	46,59
Diferencia	61,48	13,15	-12,1

\*Extrapolada de 2001 a 2007

La comparación de ambos trabajos demostró la existencia de notables discrepancias entre sus resultados, debidas a que Nuñez & Valenzuela (2001) identificaron erróneamente parte de la cubierta nival como masas de hielo: en 1955 porque su delimitación se basó en las curvas de nivel que representan en el mapa topográfico las nieves perpetuas y en 1986 porque no distinguieron en la imagen de satélite las áreas correspondientes a los glaciares de las que estaban cubiertas exclusivamente por nieve. Las diferencias son más elevadas en 1955 ( $61,48 \text{ km}^2$ ) porque el vuelo fue realizado en el mes de julio, en pleno invierno austral, y mucho menores en 1986, debido a que la ortofoto utilizada en este trabajo y la imagen de satélite empleada por Nuñez & Valenzuela (2001) fueron registradas en octubre de 1986, al final de la estación de la ablación, cuando la cubierta nival era más reducida. Por otra parte la superficie indicada para el año 2007 por la extrapolación de los datos de Nuñez & Valenzuela (2001) es considerablemente menor que la que se ha presentado en esta memoria, porque las tasas de deglaciación que esos autores calcularon eran demasiado altas como consecuencia de la sobre-estimación de la superficie de las masas de hielo en 1955.

Para reflejar las diferencias entre sus resultados, en la figura 3.92 se han representado los límites del sistema glaciar en 1955, definidos en el presente trabajo, sobre la cartografía de Nuñez & Valenzuela (2001), en la que el área de las nieves perpetuas aparece en color blanco.



**Figura 3.92:** delimitación del sistema glaciar del Nevado Coropuna en 1955, elaborada en el marco de este trabajo, sobre el mapa de Nuñez & Valenzuela (2001).



**ESTUDIO DE LA COBERTURA GLACIAR DEL NEVADO COROPUNA 1955-2003 (2004)**

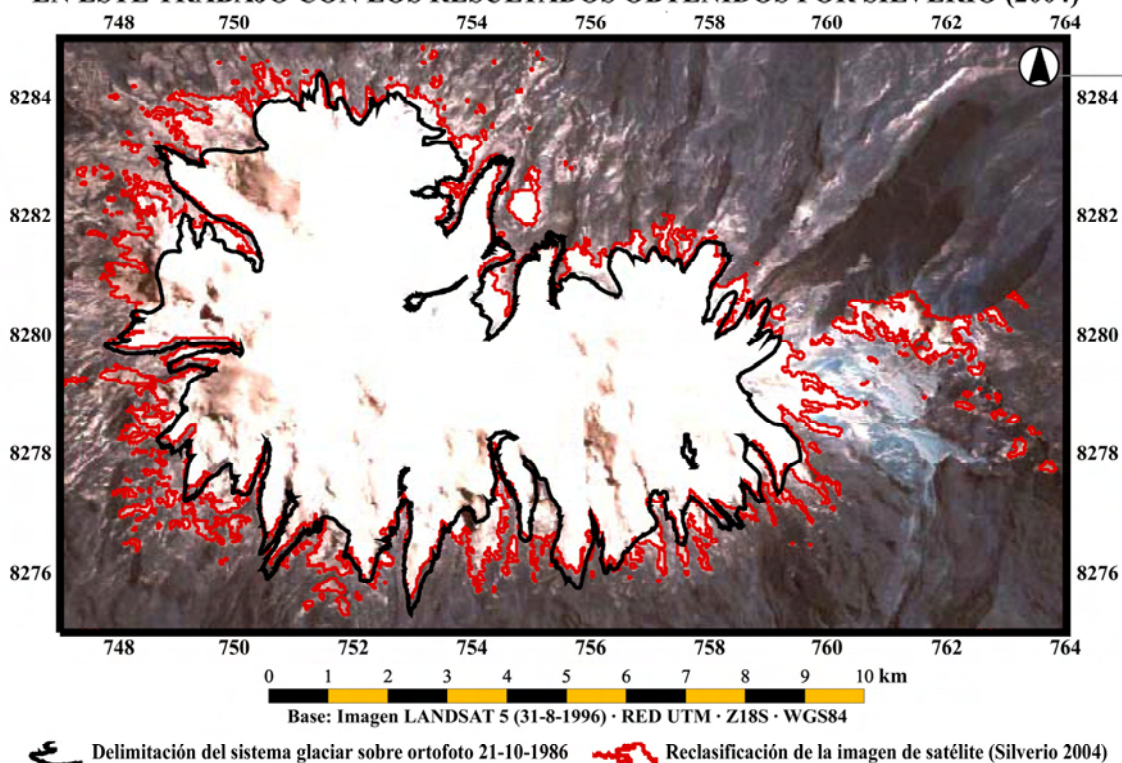
A diferencia de los anteriores trabajos, que trataron de delimitar los glaciares basándose en la interpretación de fotografías aéreas, imágenes de satélite o curvas de nivel, Silverio (2004) empleó otras técnicas de análisis consistentes en reclasificar automáticamente el espectro electromagnético registrado en las imágenes de satélite.

Esos métodos fueron originalmente concebidos para delimitar la cubierta nival utilizando como criterio su diferente reflectancia a la radiación solar, como demuestra el título de la publicación pionera en el desarrollo de esas técnicas: '*Spectral signature of alpine snow cover from the Landsat Thematic Mapper*' (Dozier, 1989). Sin embargo frecuentemente han sido empleados para delimitar la superficie de los glaciares asumiendo erróneamente su equivalencia con el área recubierta por la nieve.

La utilización de esos procedimientos a escala regional (Klein et al., 1999) permitió obtener una aproximación de la delimitación de los glaciares actuales y los paleoglaciares atribuidos al LGM, elaborando un modelo de la altitud de las nieves perpetuas (*snowline*). Sin embargo cuando los mismos métodos se han utilizado a escala de una montaña, los fallos que quedan minimizados a escala regional se transforman localmente en grandes errores que pueden distorsionar considerablemente la realidad. De ese modo sucedió con el trabajo de Silverio (2004), quien utilizó esas técnicas con el objetivo de delimitar automáticamente los glaciares del Nevado Coropuna en diferentes fechas.

La figura 3.93 es un mapa generado mediante la superposición sobre una imagen del satélite LANDSAT 5 registrada el 31 de agosto de 1996, de la capa que delimita los glaciares en 1986, elaborada en el presente trabajo sobre la ortofoto de ese año, y la capa creada por Silverio (2004) reclasificando automáticamente la imagen de satélite.

**COMPARACIÓN DE LA DELIMITACIÓN DE LOS GLACIARES EN 1955 ELABORADA  
EN ESTE TRABAJO CON LOS RESULTADOS OBTENIDOS POR SILVERIO (2004)**



**Figura 3.93:** delimitación del sistema glaciar en 1986, elaborada en este trabajo, sobre la reclasificación de la cubierta nival de Silverio (2004) y una imagen del satélite LANDSAT 5.



A pesar de que su intención era generar un mapa de cobertura glaciaria, y de ese modo denominan el resultado en su trabajo, el mapa generado por Silverio (2004) mediante la reclasificación automática de la imagen de satélite representa la delimitación de la cubierta nival en la fecha en que fue registrada la imagen (31-08-1996).

El procedimiento que emplearon había sido concebido con ese fin, como demuestra el título de su publicación original: *'Development of methods for mapping global snow cover using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) data'* (Hall et al., 1995). Los autores de ese trabajo ensayaron ese método sobre imágenes registradas por el sensor MODIS del satélite TERRA de la NASA, con una resolución de 150 x 150 m.

Silverio (2004) aplicó la misma técnica para cartografiar los glaciares del Nevado Coropuna en 1996, utilizando una imagen del satélite LANDSAT 5 con una resolución considerablemente mayor (30 x 30 m). Sin embargo su mapa no comprende únicamente los márgenes de las masas de hielo en 1986. También incluye un mosaico muy fragmentado de manchas que la reclasificación automática de la imagen de satélite ha incorporado por tratarse de nieve, pero en realidad se asientan sobre roca desnuda y en ningún caso pueden identificarse como parte de los glaciares.

En caso contrario los fragmentos de hielo habrían sido detectados en las fotografías aéreas e imágenes de satélite correspondientes a fechas anteriores a 1996, en muchas de las cuales las mismas vertientes se muestran claramente como roca desnuda.

Lógicamente no es posible que los glaciares estuviesen presentes en 1996 donde estaban ausentes en 1986. El patrón de distribución de las manchas no se corresponde con el de la superficie de un glaciar, que adopta la forma de una masa emitiendo lenguas, sino con el de las precipitaciones en forma de nieve, que después de caer son eficazmente redistribuidas por el viento.

Los resultados de por Silverio (2004) demuestran que a escala de una montaña glaciada o un grupo de glaciares los errores inherentes a la utilización de los métodos de reclasificación de imágenes de satélite se hacen mucho más evidentes. Utilizando como referencia el mapa de la cubierta nival Silverio (2004) concluyó que en 1996 las masas de hielo tenían una superficie de 65,513 km<sup>2</sup>. Sin embargo los resultados presentados en esta memoria han demostrado que su extensión en 1986 era de 54,087 km<sup>2</sup>, 11,426 km<sup>2</sup> más reducida, a pesar de haber retrocedido entre ambas fechas por encontrarse sumidas en una dinámica de claro retroceso.

Los métodos de clasificación de la nieve son un instrumento útil cuando se precisa elaborar la cartografía de una región amplia, como hicieron Klein et al (1998) y Klein et al (1999) a escala de los Andes Centrales, pero no para delimitar con exactitud las masas de hielo a escala de una montaña, al menos cuando una parte de los glaciares permanece semioculto bajo la nieve.

Actualmente la Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos de Huaraz está realizando el nuevo inventario de glaciares de Perú que debe sustituir al que Ames et al (1988) elaboraron empleando medios mucho más rudimentarios. Las dimensiones, los objetivos y las necesidades de ese trabajo justifican la utilización de las técnicas de reclasificación de imágenes de satélite, porque la empresa implica la catalogación de varios miles de glaciares. El único requisito para asumir la validez de esos resultados es tener siempre en cuenta que la extrapolación de los datos obtenidos a escala regional no pueden extrapolarse a escala local sin ser reinterpretados previamente.

Silverio (2004) utilizó tres métodos diferentes para calcular la superficie del sistema glaciar en cinco fechas distintas (1955, 1975, 1986, 1996 y 2003):

**1955:** delimitando las curvas de nivel consignadas como ‘nieves perpetuas’ en el mapa topográfico nacional de Perú, con 50 m de equidistancia y escala 1:100.000.

**1975 y 1986:** interpretando visualmente dos imágenes de satélite (LANDSAT 2 y LANDSAT 5).

**1996 y 2003:** aplicando un índice de clasificación adoptado del trabajo de Hall et al (1995), rebautizado como *Normalized Difference Snow Index* (NDSI), para clasificar dos imágenes del satélite LANDSAT 5. Significativamente la propia denominación del índice se refiere a nieve, no a hielo glaciar, sugiriendo cual es su verdadera utilidad.

Con esos métodos Silverio (2004) midió las superficies de las masas de hielo en 1955, 1985, 1975, 1996 y 2003, obteniendo los resultados que se resumen en la figura 3.94 junto con los márgenes de error indicados en la memoria de su trabajo.

<b>Año</b>	<b>Base</b>	<b>Método</b>	<b>S (km<sup>2</sup>)</b>	<b>error (km<sup>2</sup>)</b>
1955	Mapa topográfico	curvas de nivel	122,7	±15,1
1975	LANDSAT 2	análisis visual	105,2	±16,5
1985	LANDSAT 5	análisis visual	96,9	±15,6
1996	LANDSAT 5	NDSI	63,9	±8,5
2003	LANDSAT 5	NDSI	56,7	±6,3

**Figura 3.94:** superficies de los glaciares del Nevado Coropuna en cinco fechas distintas (Silverio, 2004), con indicación de las bases y métodos empleados y los errores cometidos en su determinación.

Los márgenes de error reconocidos por Silverio (2004) son notablemente elevados, con un promedio de  $\pm 14,4 \text{ km}^2$  que representa por término medio un 13,7% de la superficie total de las masas de hielo. Después de medir los glaciares en cada fecha dedujo las tasas de deglaciación, obteniendo los resultados se resumen en la tabla de la figura 3.95 conjuntamente con las series empleadas, sus rangos y las pérdidas observadas al final de cada periodo en la superficie de las masas de hielo.

<b>Serie</b>	<b>Rango (años)</b>	<b><math>\Delta S (\text{km}^2)</math></b>	<b>Tasa de deglaciación (km<sup>2</sup>/año)</b>
1955-1975	20	-17,5	0,7
1975-1985	10	-8,2	0,8
1955-1996	41	-33,0	3,0
1955-2003	48	-66,0	1,4

**Figura 3.95:** pérdidas de superficie y tasas anuales de deglaciación de los glaciares del Nevado Coropuna en los cuatro periodos comprendidos entre las fechas analizadas por Silverio (2004).

Tomando como referencia los resultados correspondientes a 1955 y 2003, Silverio (2004) dedujo que durante ese periodo las masas de hielo habían perdido un 54% de su superficie, concluyendo que los glaciares del Nevado Coropuna desaparecerían en 50 años. Sin embargo en su informe reconoce que ‘por la calidad de las informaciones de base los resultados obtenidos en este trabajo pueden ser en algunos casos solo representativos’.

Utilizando las mismas técnicas Nuñez & Valenzuela (2001) y Silverio (2004) alcanzaron resultados notablemente diferentes, demostrando la reducida precisión de sus métodos. En ambos casos emplearon las curvas de nivel consignadas en el mapa topográfico como ‘nieves perpetuas’ para delimitar y medir el área cubierta por los glaciares en 1955. Sin embargo Nuñez & Valenzuela (2001) obtuvieron una superficie de  $117,6 \text{ km}^2$ , que resultó ser  $5,1 \text{ km}^2$  más reducida que la estimada por Silverio (2004) para la misma fecha ( $122,7 \text{ km}^2$ ).

Aunque si en la comparación se consideran los amplios márgenes de error reconocidos por Silverio (2004) sus resultados comprenderían los de Núñez & Valenzuela (2001), la magnitud de las diferencias entre ambos trabajos revela la excesiva inexactitud del procedimiento.

La utilización de las curvas de nivel mediante las que los topógrafos representaron la cubierta nival presente en las fotografías aéreas de 1955 evitó a Nuñez & Valenzuela (2001) y Silverio (2004) la necesidad de rectificar los fotogramas, pero incorporó en sus cálculos sectores de las vertientes que en realidad están libres de hielo, sobredimensionando la superficie atribuida a los glaciares.

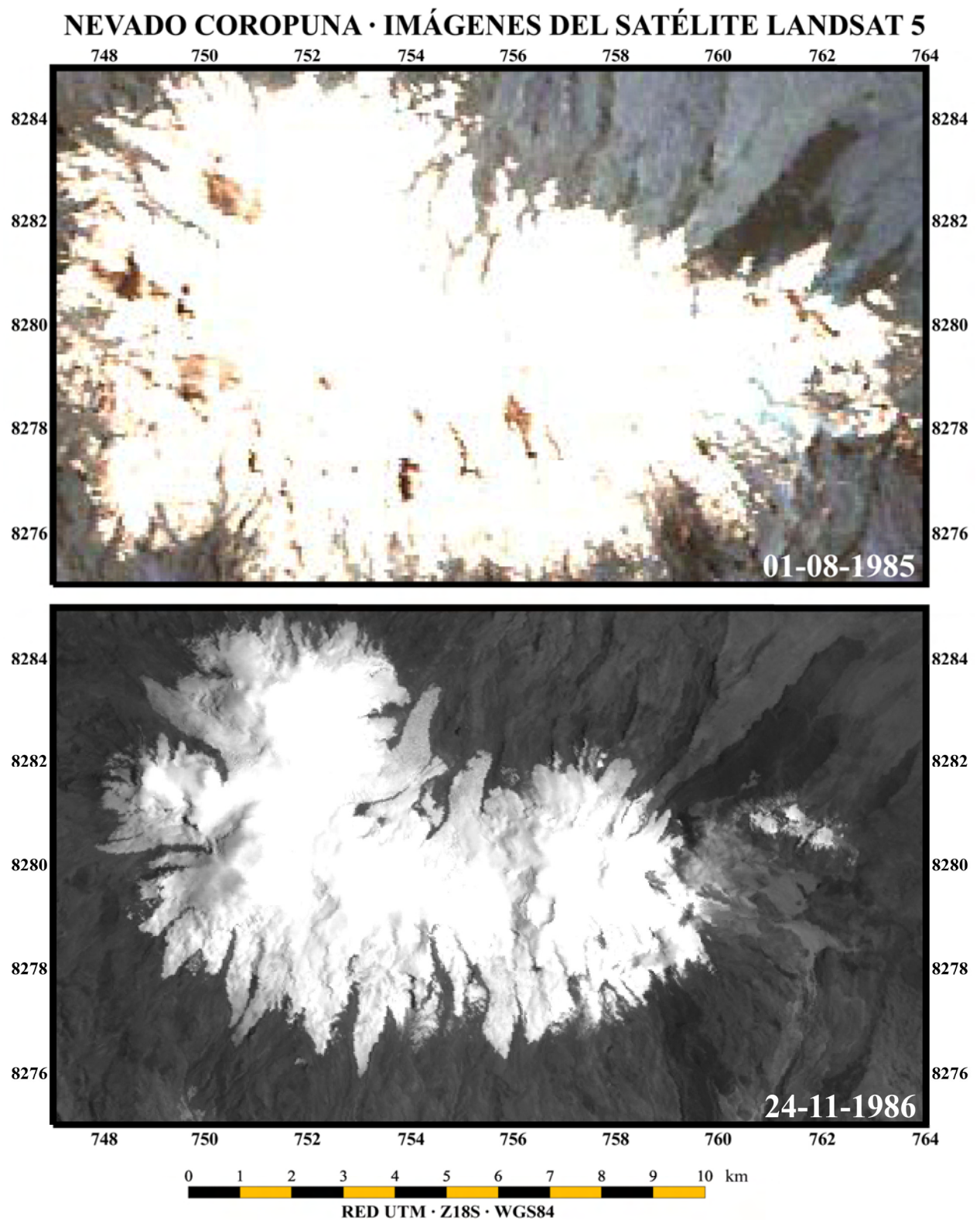
Por esa causa sus resultados superan respectivamente en  $51,0$  y  $66,6 \text{ km}^2$  la extensión de las masas de hielo determinada mediante la elaboración de las cartografías que se han presentado en este capítulo ( $56,1 \text{ km}^2$ ), basada en una delimitación mucho más precisa sobre la ortofoto de 1955, con el apoyo del análisis estereoscópico exhaustivo de fotografías aéreas e imágenes de satélite y varias campañas de trabajo de campo.

Las mismas diferencias se observaron cuando se compararon los resultados obtenidos por los mismos autores utilizando imágenes del satélite LANDSAT 5 para medir la superficie de los glaciares del Nevado Coropuna en 1985 (Silverio, 2004) y 1986 (Núñez & Valenzuela, 2001). La superficie estimada por el primero para 1985 ( $96,9 \pm 15,6 \text{ km}^2$ ) es  $29,74 \text{ km}^2$  mayor que la calculada por los segundos para 1986 ( $67,16 \text{ km}^2$ ). Evidentemente si la deglaciación se hubiese desarrollado con ese ritmo las masas de hielo habrían desaparecido rápidamente del Nevado Coropuna. Sin embargo en 2007 conservaban una nada despreciable superficie de  $46,59 \text{ km}^2$ .

La explicación de semejantes diferencias es muy sencilla. Aunque Nuñez & Valenzuela (2001) y Silverio (2004) pretendieron elaborar mapas de la superficie de los glaciares en realidad delimitaron la cubierta nival, que por causas exclusivamente climáticas era más extensa a finales de agosto de 1985 (en pleno invierno austral) que a finales de noviembre de 1986 (con anterioridad al comienzo de la estación de las lluvias). Como prueba de ese hecho en la siguiente página se muestran las imágenes de satélite que emplearon esos autores (figura 3.96).

La superficie que Núñez & Valenzuela (2001) calcularon que tenían los glaciares en 1986 ( $67,16 \text{ km}^2$ ) supera en  $13,07 \text{ km}^2$  la estimación realizada durante el presente trabajo de investigación sobre la ortofoto de ese año ( $54,09 \text{ km}^2$ ), a pesar de que la imagen de satélite que utilizaron fue registrada el 24 de noviembre de 1986, 34 días después de la realización del vuelo del que proceden los fotogramas que se rectificaron para generar la ortofoto, el 21 de octubre de 1986. Debido a que en las fotografías aéreas la cubierta nival era bastante reducida puede interpretarse que la sobre-estimación de la extensión de las masas de hielo cometida por Núñez & Valenzuela (2001) refleja la superficie ocupada por la nieve acumulada por delante del límite de los glaciares como consecuencia de las precipitaciones caídas durante ese mes.



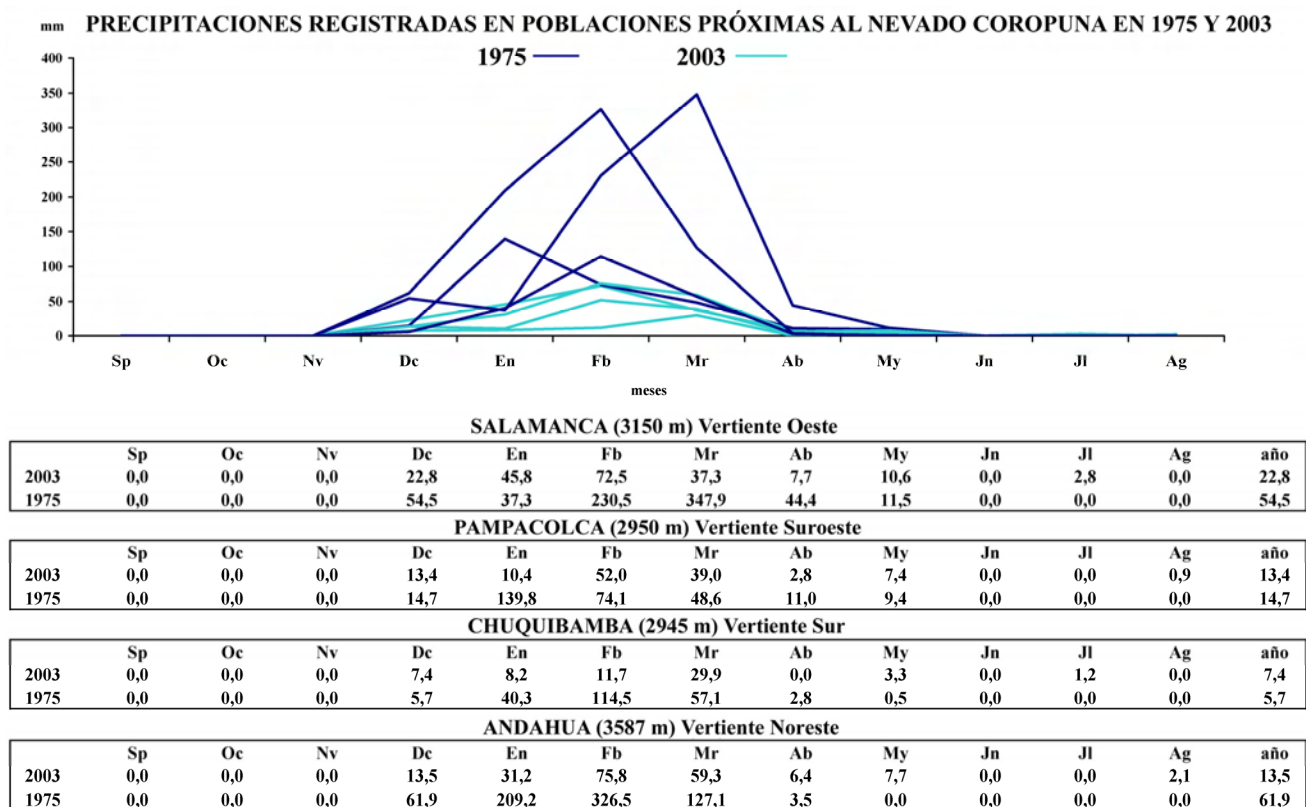


**Figura 3.96:** imágenes del satélite LANDSAT 5 utilizadas por Silverio et al (2004) y Núñez & Valenzuela (2001) para delimitar los glaciares del Nevado Coropuna

La inclusión incorrecta del sector de la cubierta nival que se encuentra por delante del frente de las masas de hielo como parte del recubrimiento glaciar produce errores en su medición, cuya magnitud depende de la cuantía de las precipitaciones recibidas por esas vertientes durante la anterior estación de las lluvias (en el verano austral) y lo favorables que fueron posteriormente las condiciones ambientales para la conservación y permanencia de la nieve.

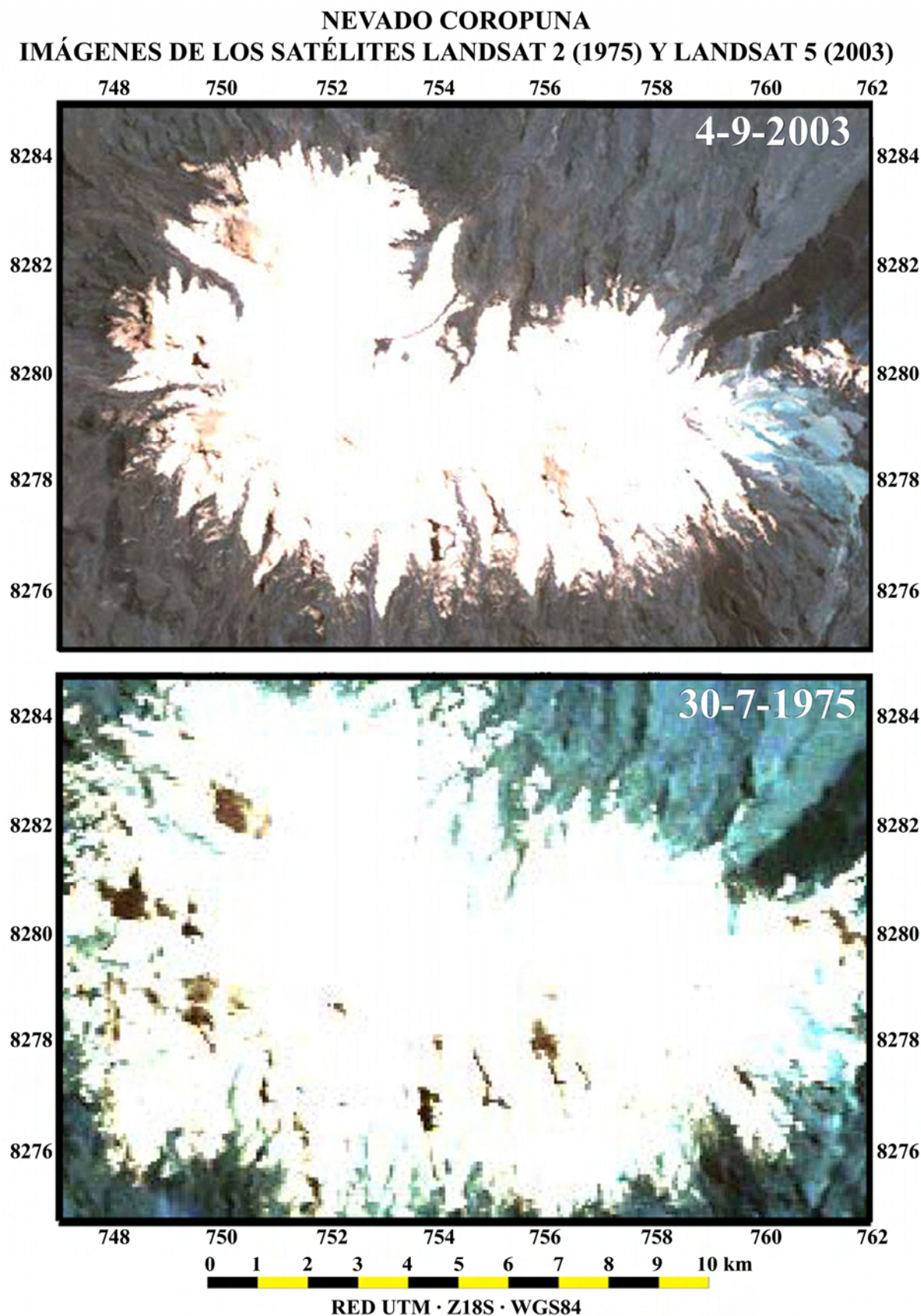
El gráfico de la figura 3.97 representa las precipitaciones recibidas en cuatro poblaciones próximas al Nevado Coropuna en un año húmedo (1975) y un otro seco (2003). En la figura 3.98 se muestran dos imágenes registradas respectivamente por los satélites LANDSAT 2 y LANDSAT 5 el 30 de julio de 1975 y el 4 de septiembre de 2003, en pleno invierno austral, que fueron empleadas por Silverio (2004) para delimitar y medir las masas de hielo en esas fechas. Como puede comprobarse a simple vista la cubierta nival es considerablemente más extensa en la imagen de satélite de 1975 que en la de 2003. Por esa razón la sobre-estimación de la superficie de los glaciares cometida por Silverio (2004) también fue más elevada en 1975. Para comprobar ese hecho se han contrastado sus resultados para 1975 y 2003 con los obtenidos por el presente trabajo de investigación para 1955 y 1986, basados en las cartografías elaboradas sobre las ortofotos de esos años.

La superficie atribuida por Silverio (2004) a las masas de hielo en 1975 ( $105,2 \text{ km}^2$ ) supera en  $49,1 \text{ km}^2$  el resultado obtenido en el presente trabajo de investigación para 1955 ( $56,1 \text{ km}^2$ ). Sin embargo su estimación para 2003 ( $56,7 \text{ km}^2$ ) sólo excede en  $2,6 \text{ km}^2$  la medición correspondiente a 1986 ( $54,1 \text{ km}^2$ ), producto de su delimitación y medida sobre la ortofoto de ese año. La magnitud de las diferencias entre las estimaciones realizadas por Silverio (2004) y las que se han presentado en esta memoria dependen exclusivamente de la extensión que tenía la cubierta nival en el momento en el que fueron registradas las imágenes de satélite, en función de la cuantía de las precipitaciones recibidas durante el verano austral anterior, como puede comprobarse comparando las figuras 3.97 y 3.98.



**Figura 3.97:** precipitación mensual registrada 1975 y 2003 en Salamanca, Pampacolca, Chuquibamba y Andahua, localidades situadas respectivamente al Oeste, al SO, al Sur y al NE del complejo volcánico Nevado Coropuna.





**Figura 3.98:** imágenes de los satélites LANDSAT 2 (1975) y LANDSAT 5 (2003), empleadas por Silverio et al (2004) para delimitar las masas de hielo en esas fechas.

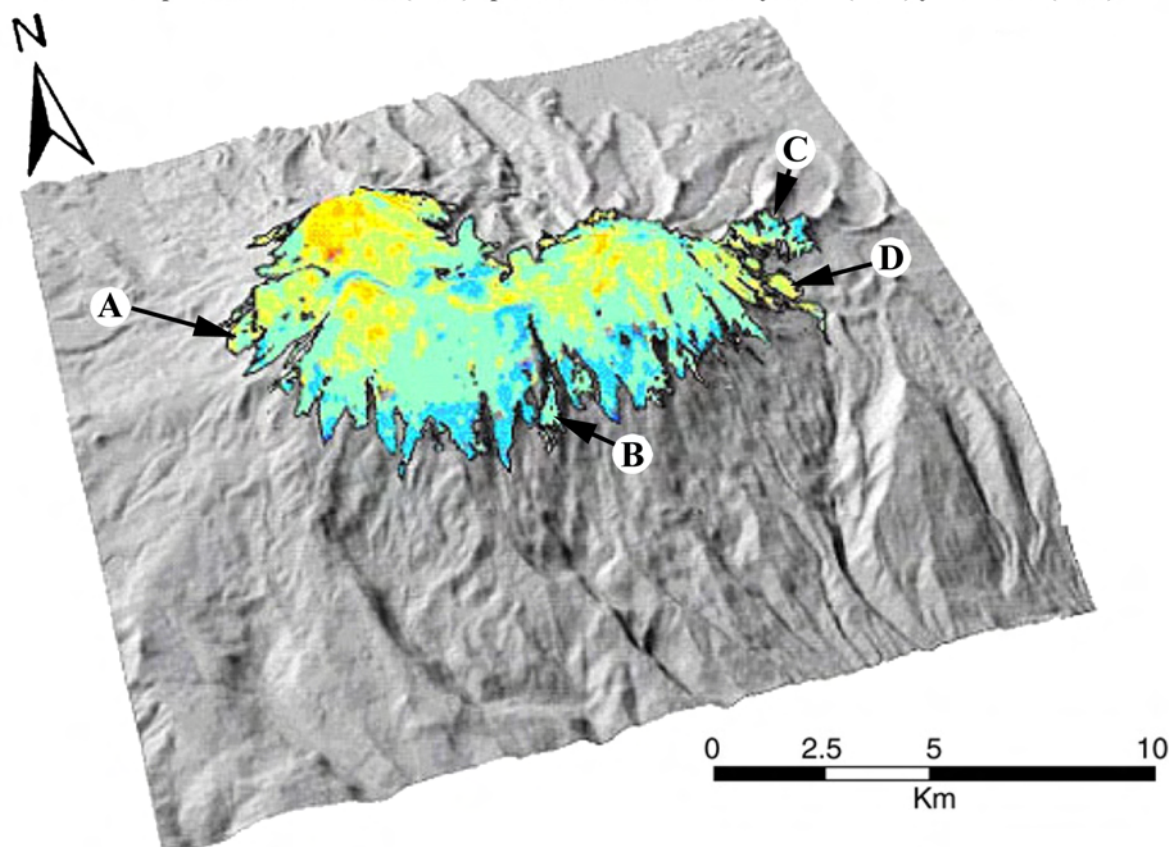


**EVALUATING DIGITAL ELEVATION MODELS FOR GLACIOLOGIC APPLICATIONS. AN EXAMPLE FROM NEVADO COROPUNA (2007)**

Además de en las anteriores publicaciones (Silverio, 2004; Ames et al., 1988; Núñez & Valenzuela, 2001) las masas de hielo del Nevado Coropuna también fueron delimitadas en otro trabajo más reciente (Racoviteanu, 2004; Racoviteanu et al., 2007). Sus autores utilizaron métodos desarrollados previamente en glaciares de Suiza (Paul et al., 2002) y campos de hielo del sur de Patagonia (Paul et al., 2002; Aniya et al., 1996) para reclasificar los canales 1, 2 y 3 del sensor VNIR del satélite ASTER (con una resolución de 15 x 15 m), en una imagen registrada en octubre de 2000.

La figura 3.98 es una vista aérea oblicua virtual del modelo tridimensional del Nevado Coropuna que Racoviteanu (2004) había generado superponiendo la reclasificación de la imagen del satélite ASTER sobre un modelo digital del terreno y Racoviteanu et al (2007) incluyeron posteriormente en su publicación.

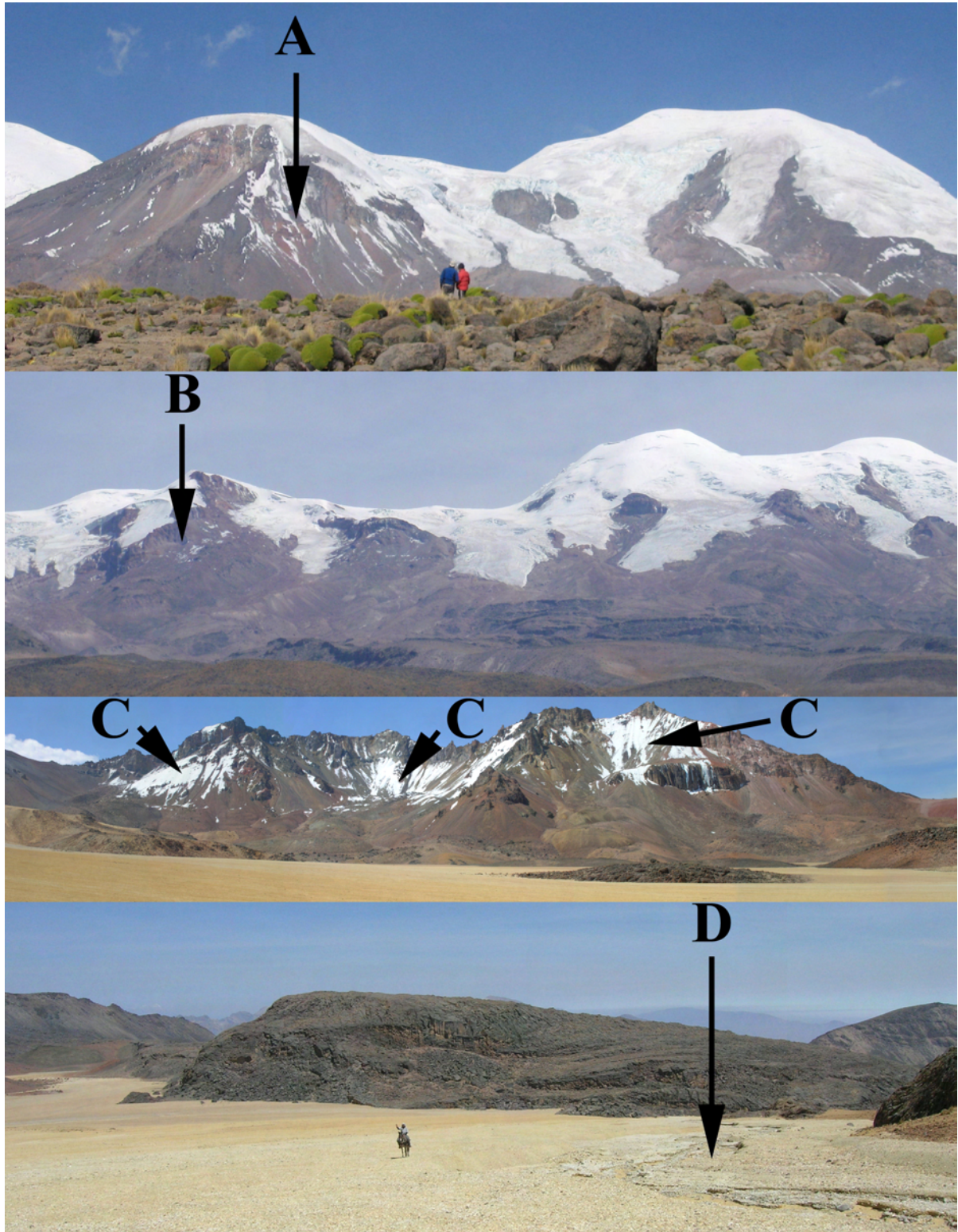
**DELIMITACIÓN DE LOS GLACIARES DEL NEVADO COROPUNA EN OCTUBRE DE 2000**  
Elaborada por Racoviteanu et al (2007) aplicando métodos de Aniya et al (1996) y Paul et al (2001)



**Figura 3.99:** delimitación de los glaciares del Nevado Coropuna publicada en Racoviteanu et al (2007).

La comparación de los resultados de Racoviteanu (2004) y Racoviteanu et al. (2007) con las cartografías de los límites del sistema glaciar en 1955 y 1986, elaboradas en este trabajo de investigación, y fotografías realizadas durante las campañas de trabajo de campo reveló la presencia de áreas que fueron incorrectamente clasificadas como glaciares. En el modelo tridimensional de la vista de la figura 3.99 se ha indicado la localización de cuatro fotografías (A, B, C y D) que se presentan en la figura 3.100 y muestran algunos de los errores detectados.

La figura 3.100 es un montaje elaborado con las fotografías realizadas durante el trabajo de campo cuya ubicación se ha señalado en la figura 3.99. Las aplicaciones informáticas empleadas por Racoviteanu (2004) y Racoviteanu et al. (2007) para reclasificar la imagen de satélite debieron interpretar que esas áreas estaban ocupadas por glaciares por haberse encontrado recubiertas por nieve cuando fue registrada la imagen del satélite, aunque la clasificación del área D pudo deberse igualmente a que las alteritas que forman el depósito lahárico que rellena el fondo del valle tengan una reflectancia similar a la de la nieve.



**Figura 3.100:** áreas incorrectamente clasificadas por Racoviteanu (2004) y Racoviteanu et al. (2007) como parte de los glaciares del Nevado Coropuna, señaladas en la figura 3.99.



Después de delimitar los glaciares del Nevado Coropuna en el año 2000, mediante la reclasificación automática de la imagen de satélite, Racoviteanu et al (2007) midieron su superficie obteniendo un resultado de 60,8 km<sup>2</sup>. Esa estimación supera en 4,7 km<sup>2</sup> los cálculos realizados en el presente trabajo de investigación para 1955 (56,1 km<sup>2</sup>), a pesar de existir una diferencia de casi medio siglo entre ambas fechas.

La causa principal de esa disconformidad tan considerable es que Racoviteanu et al (2007) incluyeron en su delimitación de los glaciares sectores de las vertientes que en realidad estaban cubiertos exclusivamente por nieve, como acaba de explicarse, sobre-estimando la superficie real de las masas de hielo.

Tomando como referencia la superficie de los glaciares del Nevado Coropuna que Ames et al (1988) habían atribuido a 1962 (82,6 km<sup>2</sup>), que en realidad correspondían a 1955, Racovietanu et al (2007) calcularon que en los 38 años transcurridos entre 1962 y 2000 la superficie de los glaciares se había reducido en un 26%.

En sus conclusiones consideraron que ese resultado era coherente con el 27% que dedujeron para toda la cordillera Ampato (que además del Nevado Coropuna incluye el complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca y los estratovolcanes Solimana y Sara Sara), y otros autores habían observado en la Cordillera Blanca (Kaser et al., 1990; Hasternath & Ames, 1995; Georges, 2004), entre 820 y 880 km al NO de esta región.

Para calcular la reducción de la cobertura glaciar de la cordillera Ampato Racoviteanu et al (2007) se basaron en los datos publicados el inventario de Ames et al (1988) y el *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World* (Morales-Arno & Hastenrath, 1999), cuyos datos se discutirán más adelante (apartado 3.5.1.d).

Las valoraciones que Racoviteanu et al (2007) realizaron con respecto a la evolución de los glaciares del Nevado Coropuna presentan considerables diferencias con respecto a los resultados obtenidos en el presente trabajo de investigación, que indicaron que la superficie de las masas de hielo del complejo volcánico pasó de 56,1 km<sup>2</sup> en 1955 a 46,6 km<sup>2</sup> en 2007, reduciéndose 9,6 km<sup>2</sup> en 52 años.

Esos datos implican que la disminución de la cobertura glaciar durante ese periodo habría sido de un 17%, sugiriendo que el proceso de deglaciación, aun siendo bastante acusado, no estaría produciéndose tan aceleradamente como concluyeron Racoviteanu et al (2007), cuyos cálculos presentan inexactitudes causadas por tres problemas:

- 1) La sobre-estimación de la superficie de los glaciares del Nevado Coropuna en 2000, como consecuencia de haber contabilizado parte de la cubierta nival asentada sobre las vertientes de roca desnuda como masas de hielo.
- 2) La utilización de los resultados publicados por Ames et al (1988) correspondientes a 1955, que también fueron sobrevalorados por la presencia de la cubierta nival (como se discutió en el apartado 3.5.1.a).
- 3) La consideración de que los datos publicados por Ames et al (1988) se referían a 1962, como se cita en la publicación original, cuando en realidad corresponden a 1955.



### **3.5.1.b) Evolución reciente de la superficie del sistema glaciar y pronósticos sobre su desaparición**

Los pronósticos sobre el futuro del sistema glaciar basados en la evolución de su superficie (apartado 3.4.8.a) han demostrado que desde mediados del siglo XX ha experimentado una marcada tendencia a reducirse, que se ha acelerado durante las últimas décadas.

- Entre 1955 y 1986 se redujo  $2,1 \text{ km}^2$ , un 3,7% en 31 años, implicando por término medio una pérdida de  $0,1 \text{ km}^2$  o un 0,1% anual.
- Desde 1986 hasta 2007 disminuyó  $7,5 \text{ km}^2$ , un 13,9% en 21 años, que supone una tasa de deglaciación de  $0,4 \text{ km}^2$  o un 0,6% cada año.

Los datos indican que entre 1986 y 2007 la pérdida de superficie del sistema glaciar fue  $5,4 \text{ km}^2$  mayor y se incrementó un 10,2% con respecto a los tres decenios anteriores. La aceleración del proceso es clara, en valores absolutos (la pérdida de superficie se multiplicó por 5,4) y en términos relativos (por 5,6), de forma que las tasas de deglaciación han sido entre 5 y 6 veces superiores.

Los pronósticos sobre cuándo podría producirse la completa desaparición del sistema glaciar indicaron no sucedería hasta pasada la mitad del siglo XXIII (2261) en caso de reproducirse la tasa de reducción de superficie observada en 2007 con respecto a 1955 (escenario 1) o hasta bien entrado el siglo XXII (2137) si se repitiese la misma tasa que entre 1986 y 2007 (escenario 2).

No obstante el calentamiento global se encuentra vinculado con un conjunto de variables socioeconómicas sometidas a un crecimiento exponencial (IPCC, 2007) y lo más probable es que las tendencias se parezcan en mayor medida a los supuestos que contemplaron un aumento de las tasas de deglaciación semejante al observado entre los periodos 1955-2007 y 1986-2007 (escenario 3) o incluso con el doble (escenario 4) o el triple de ese incremento de tasa (escenario 5). En esos casos las masas de hielo podrían haber desaparecido con anterioridad a la finalización del siglo XXI, en 2095, 2051 ó 2036, dependiendo de cual de esos escenarios se asemeje en mayor medida a la realidad.

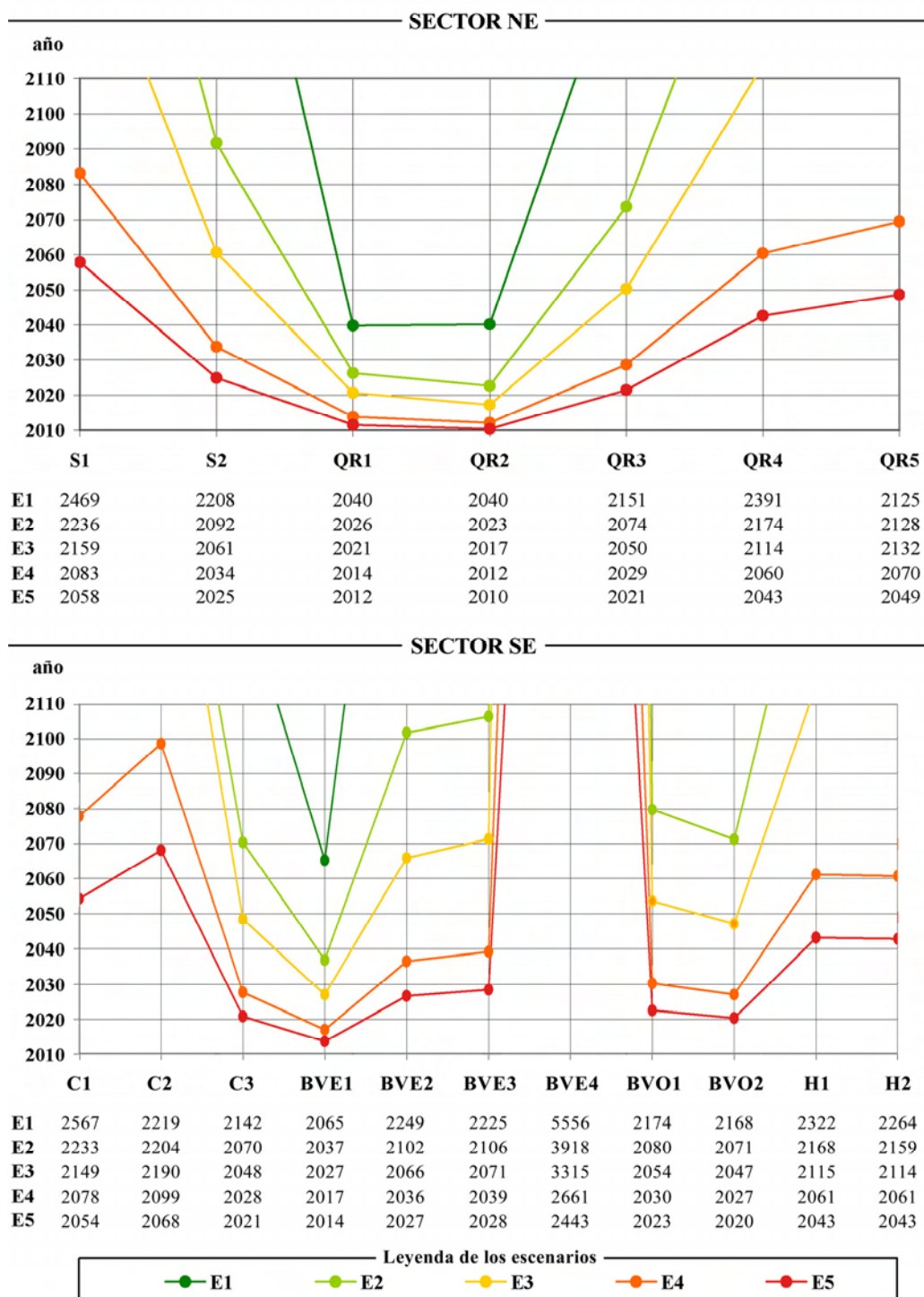
En el análisis del problema debe tenerse en cuenta que el sistema glaciar del Nevado Coropuna esta constituido por entre 6 y 8 decenas de aparatos cuya desaparición sucederá diferencialmente, culminando en primer lugar en unas quebradas y luego en otras, en función de su contexto geoecológico y diferentes variables como la orientación, la topografía y la temperatura del suelo. Por ese motivo la elaboración de previsiones a escala del sistema glaciar se consideró una aproximación preliminar al problema, útil para obtener una valoración media que abarcase todo el complejo volcánico, pero al mismo tiempo se realizaron pronósticos con mayor grado de detalle basados en la evolución de las superficies de los apartados de los sectores NE y SE, en los mismos escenarios de futuro.

Esos análisis abordan el problema en una escala que permite obtener resultados concretos, útiles para afrontar la adopción de medidas de adaptación de las comunidades que habitan en las vertientes del Nevado Coropuna a los cambios que van a producirse en el almacén que abastece el caudal de los cursos fluviales de los que dependen sus actividades económicas. En el siguiente apartado se discutirán los resultados alcanzados para los dieciocho aparatos glaciares que se diferenciaron en los sectores NE y SE del sistema glaciar del Nevado Coropuna.

### 3.5.1.c) Pronósticos sobre la evolución futura de los glaciares de los sectores NE y SE basados en las tendencias de las superficies

En la figura 3.101 se han representado los pronósticos de las fechas de desaparición de las masas de hielo (horizontes sin glaciares) de los sectores NE y SE, que fueron elaborados en cada escenario en función de las tendencias de las superficies, con los resultados que se presentaron en el apartado 3.4.8.b. Aunque en las tablas se han resumido todas las previsiones, en los gráficos sólo se han representado las que quedaron comprendidas dentro de los próximos cien años.

#### PRONÓSTICOS PARA LOS PRÓXIMOS 100 AÑOS BASADOS EN LAS SUPERFICIES



**Figura 3.101:** pronósticos sobre la evolución de los glaciares de los sector NE y SE basados en las tendencias de las superficies.

El recuento del número de horizontes sin glaciares representados en el gráfico de la figura 3.101 permite ordenar las masas de hielo de ambos sectores en función del riesgo de desaparición, una cuestión que tiene gran interés para establecer las prioridades de las estrategias de adaptación al cambio climático de las poblaciones que se localizan en sus cuencas vertientes. En la relación se indica en que década se produciría la desaparición de cada glaciar en cada uno de los escenarios previstos.

### **Previsiones de deglaciación basadas en las tendencias observadas en las superficies**

#### **SECTOR NE DEL SISTEMA GLACIAR**

- 1) Glaciares Queñua Ranra 1 y Queñua Ranra 2:** en la próxima década en los escenarios 5, 4 y 3, en los años 20' en el escenario 2 y en el inicio de la década de los 40' en el escenario 1. Gran parte del sector inferior del glaciar Queñua Ranra 2 se encuentra cubierto por derrubios y el hielo enterrado no ha sido contabilizado en los cálculos. En ese caso la reducción de la superficie podría interpretarse en parte como un correlato del recubrimiento de la masa de hielo por la dinámica de laderas.
- 2) Glaciar Queñua Ranra 3:** en la década de los años 20' del presente siglo en los escenarios 5 y 4, al comienzo de los 50' en el escenario 3 y en los 70' en el escenario 2.
- 3) Glaciar Santiago 2:** en los años 20' en el escenario 5, en los 30' en el escenario 4, en el inicio de los 60' en el escenario 3 y al comienzo de los 90' en el escenario 2.
- 4) Glaciar Queñua Ranra 4:** en los años 40' en el escenario 5 y al comienzo de los años 60' en el escenario 4.
- 5) Glaciar Queñua Ranra 5:** al finalizar la década de los años 40' en el escenario 5 y en el inicio de los 70' en el escenario 4.
- 6) Glaciar Santiago 1:** es la masa de hielo que disfruta de las mejores condiciones geoecológicas, por proceder de un circo ubicado dentro del cráter de la cumbre del edificio oriental del Nevado Coropuna. Su completa desaparición no se produciría en ningún supuesto hasta la segunda mitad del presente siglo, al final de la década de los años 50' en el escenario 5 y al comienzo de los años 80' en el escenario 4.

#### **SECTOR SE DEL SISTEMA GLACIAR**

- 1) Glaciar Buena Vista Este 1:** en la presente década en los escenarios 5 y 4, en los años 20' en el escenario 3, a finales de los 30' en el escenario 2 y a mediados de los 60' en el escenario 1.
- 2) Glaciar Cospanja 3:** en la década de los años 20' en los escenarios 5 y 4, en los 40' en el escenario 3 y a comienzos de los 70' en el escenario 2.
- 3) Glaciares Buena Vista Este 2 y 3:** en la década de los años 20' en el escenario 5, en los 30' en el escenario 4, entre mediados de los 60' y comienzos de los 70' en el escenario 3 y durante la primera década del siglo XXII en el escenario 2.
- 4) Glaciares Buena Vista Oeste 1 y 2:** en los años 20' en los escenarios 5 y 4, entre finales de los 40' y principios de los 50' en el escenario 3 y en los 70' en el escenario 2.
- 5) Glaciares Huasi 1 y 2:** en la década de los 40' en el escenario 5 y a principios de los años 60' en el escenario 4.
- 6) Glaciar Cospanja 1:** a mediados de los años 50' en el escenario 5 y a finales de los 70' en el escenario 4.
- 7) Glaciar Cospanja 2:** a finales de los años 60' en el escenario 5 y de los 90' en el escenario 4.



### **El caso del glaciar Buena Vista Este 4**

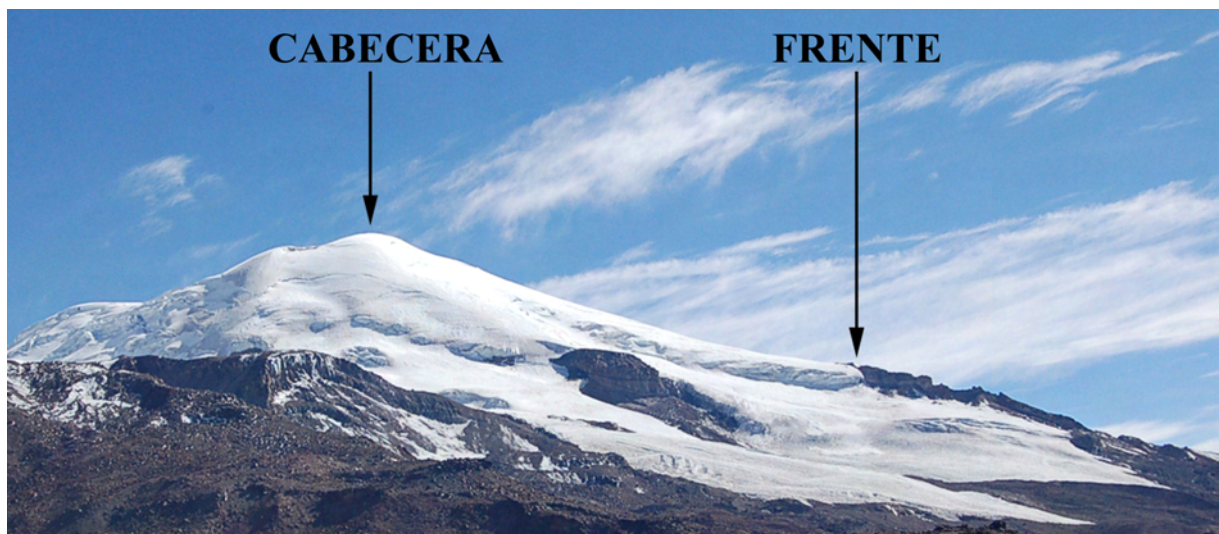
En la relación de los glaciares que acaba de exponerse, ordenados en función de cuando sugieren que podrían desaparecer las tendencias observadas en la evolución de sus superficies, no se ha incluido el glaciar Buena Vista Este 4, que se encuentra en el sector SE del Nevado Coropuna. Como refleja el gráfico de la figura 3.101, ninguna de las fechas en las que se produciría la desaparición de ese aparato, en cualquiera de los cinco escenarios planteados, esta comprendida dentro de los próximos cien años. La principal razón de ese hecho se relaciona con la particular evolución experimentada por la masa de hielo.

La cartografía de los límites del glaciar Buena Vista Este 4 en las fechas analizadas (figura 3.63) demuestra que ese aparato ha permanecido en la misma posición al menos desde 1955, en el borde de un escarpe que se encuentra a 5600 m de altitud. El análisis de su contexto y sus evidencias geomorfológicas sugiere que durante su último avance, en la Pequeña Edad del Hielo, la masa de hielo debía precipitarse por el cortado para confluir con el glaciar Buena Vista Este 3, conformando un único aparato que descendía por la ladera hasta alcanzar el arco morrénico frontal que se encuentra a unos 5200 m de altitud, a 1 km de distancia vertiente abajo del frente actual del glaciar Buena Vista Este 4.

Durante el proceso de deglaciación posterior, cuando el balance de masa fue insuficiente para sostener esa estructura, la cascada de hielo desapareció dejando el frente del glaciar en su posición actual, que no obedece a causas climáticas y se encuentra por encima de la altitud que potencialmente podría alcanzar. Por ese motivo el análisis de su retroceso no permite elaborar modelos fiables sobre su dinámica en el futuro.

El caso del glaciar Buena Vista 4 es un ejemplo de las razones que recomendaron la elección del método AABR para reconstruir las ELAs y las paleoELAs, porque el tratamiento estadístico permite atenuar las distorsiones de los resultados producidas por el contexto particular de cada aparato.

La figura 3.102 es una fotografía del flanco meridional del edificio SE del complejo volcánico Nevado Coropuna, en la que se distingue con claridad la lengua del glaciar Buena Vista Este 4 descendiendo por la vertiente exterior del cráter que ocupa la cumbre, con cota culminante a 6264 m de altitud.



**Figura 3.102:** panorámica del glaciar Buena Vista Este 4, con indicación de la cabecera y el frente de la masa de hielo.

### 3.5.1.d) La contribución de la superficie del sistema glaciar del Nevado Coropuna al conjunto de las masas de hielo de los Andes Centrales

Los únicos datos disponibles sobre la superficie de glaciares actuales de los Andes Centrales proceden de tres estudios regionales:

**Ames et al. (1988):** Inventario de Glaciares del Perú, comentado por anterioridad.

**Klein et al (1998):** ensayo de la utilización de imágenes LANDSAT para delimitar la extensión de los glaciares actuales y los paleoglaciares en los Andes Centrales durante el Último Máximo Glacial Regional.

**Morales-Arno & Hastenrath (1999):** elaboración de la parte dedicada a Suramérica de un inventario mundial de glaciares.

El inventario de Ames et al. (1988) es la aportación más importante realizada hasta el presente sobre la extensión de las masas de hielo en los Andes Centrales, dentro de los límites administrativos de Perú, y desde que se publicó ha servido como referencia para numerosos trabajos que se basaron en gran medida en sus resultados. Aunque Klein et al (1998) y Morales-Arno & Hastenrath (1999) analizaron complementariamente imágenes del satélite LANDSAT 5 no elaboraron nuevas cartografías de los límites de las masas de hielo con el nivel de detalle que Ames et al (1988).

En la tabla de la figura 3.103 se han resumido los datos correspondientes a la superficie de las masas de hielo presentes en 18 cordilleras de los Andes Centrales de Perú, publicados en el inventario de Ames et al (1988), incluyendo 2958 glaciares que suman 2042 km<sup>2</sup> en total. De ese conjunto tan amplio 93 aparatos, con una superficie de 146,73 km<sup>2</sup>, se localizan en la cordillera Ampato, de la que forma parte el Nevado Coropuna. En el complejo volcánico se diferenciaron 14 glaciares que alcanzan una extensión de 82,6 km<sup>2</sup>.

**SUPERFICIE DE LOS GLACIARES DE PERÚ (Ames et al, 1988)**

<u>Cordillera</u>	<u>Número de glaciares</u>	<u>Superficie (km<sup>2</sup>)</u>
Blanca	722	723,37
Huallanca	56	20,91
Huayhuash	117	84,97
Raura	92	55,2
La Viuda	129	28,6
Central	236	116,65
Huagaruncho	80	23,4
Huaytapallana	152	59,08
Chonta	95	17,85
Ampato	93	146,73
Vilcabamba	98	37,74
Urubamba	90	41,48
Huanzo	29	12,13
Chila	87	58,61
La Raya	48	11,27
Vilcanota	469	418,43
Carabaya	256	104,23
Apolobamba	109	81,12
<b>Total</b>	<b>2958</b>	<b>2042</b>

**Figura 3.103:** número de aparatos y superficie total ocupada por los glaciares en 18 cordilleras de Perú, según el inventario de Ames et al (1988).

De los datos publicados por Ames et al (1988) correspondientes al Nevado Coropuna y al resto de la cordillera se deduce que el sistema glaciar que ocupa el área de cumbres del complejo volcánico representa aproximadamente un 56,3% de las masas de hielo de la cordillera Ampato y un 4,0% de todos los glaciares de los Andes de Perú.

No obstante es preciso tener en cuenta que los datos publicados en el inventario deben interpretarse en términos relativos, debido a que su precisión está limitada por tres causas:

- 1) Las diferencias existentes entre las fechas de las fotografías aéreas empleadas para delimitar las masas de hielo en unas y otras regiones.
- 2) Las dificultades que implica la presencia de la nieve recubriendo los glaciares para identificar correctamente sus márgenes.
- 3) La escala de análisis: por el hecho de tratarse de un estudio regional que abordó la delimitación de varios miles de glaciares sus resultados son necesariamente menos exactos que los alcanzados en el presente trabajo de investigación, realizado a escala de una montaña.

Como prueba de que el presente trabajo de investigación ha sido elaborado con mucha mayor exactitud que el inventario, basta señalar que Ames et al (1988) diferenciaron 14 glaciares en el Nevado Coropuna y en esta memoria se han presentado cartografías en las que se han delimitado 18 sólo en sus sectores NE y SE, que en 2007 sumaban 15,2 km<sup>2</sup> y representaban un 32,6% de la superficie total que tenían ese año las masas de hielo (46,6 km<sup>2</sup>).

La revisión de los vuelos de 1955 y 1986 a través del estereoscopio, el trabajo de campo y los resultados que se han presentado en anteriores apartados sobre las dos vertientes del sector oriental del sistema glaciar sugieren que si se ampliase la investigación a la parte occidental con el mismo grado de detalle podrían diferenciarse al menos entre 60 y 80 aparatos.

Por otra parte, con respecto a los demás trabajos que evaluaron la magnitud de la extensión de las masas de hielo de la cordillera (Morales-Arno & Hastenrath, 1999; Klein & Isacks, 1998), sus resultados también pueden utilizarse como referencia para realizar estimaciones sobre la aportación del sistema glaciar del Nevado Coropuna al conjunto de las masas de hielo de la cordillera de los Andes Centrales.

Klein et al (1998) evaluaron la superficie de la cubierta nival en las imágenes de satélite y utilizaron datos de los inventarios de glaciares de Perú (Ames et al., 1988), Bolivia (Jordan, 1991) y Chile (Oyarzun, 1987) para calcular las dimensiones de la cobertura glaciar de la región de los Andes Centrales, obteniendo un resultado de 1305 km<sup>2</sup>. Aunque por haber considerado que la extensión de la nieve equivalía a la superficie de las masas de hielo esos cálculos estaban necesariamente sobre-estimados (Klein & Isacks, 1998), en el marco del presente trabajo esos datos permitieron deducir que las masas de hielo del Nevado Coropuna (que en 1955 sumaban 56 km<sup>2</sup>) podían representar un 4,3% de los glaciares de los Andes Centrales.

Por su parte, Morales-Arno & Hastenrath (1999) usaron fuentes de distinta procedencia y rigor científico (el inventario de glaciares de Perú, imágenes del satélite LANDSAT 5 y datos publicados por la Revista Peruana de Andinismo) para calcular la superficie de las masas de hielo presentes en diferentes cordilleras de los Andes Centrales de Perú, obteniendo los resultados que se resumen en la tabla de la figura 3.104.



**SUPERFICIE DE LOS GLACIARES DE PERÚ (Morales-Arno & Hastenrath, 1999)**

<b>Cordillera</b>	<b>Latitud (S)</b>	<b>Longitud (O)</b>	<b>Superficie (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Máxima elevación (m)</b>	<b>Cuenca</b>	<b>Fuente</b>
Blanca	08°08'-09°58'	77°00'-77°52'	723,40	6,768	Pacífico-Atlántico	1
Huallanca	09°52'-10°03'	76°58'-77°04'	22,41	5,48	Pacífico-Atlántico	1, 2
Huayhuash	10°11'-10°26'	76°50'-77°00'	88,11	6,634	Pacífico-Atlántico	1, 2
Huagaruncho	10°14'-10°19'	75°57'-76°03'	48,00	5,879	Atlántico	2, 3
Raura	10°21'-10°31'	76°41'-76°50'	57,03	5,727	Pacífico-Atlántico	1, 2
La Viuda	10°33'-11°37'	76°07'-76°42'	28,50	5,78	Pacífico-Atlántico	1, 2
Central	11°37'-12°26'	75°30'-76°18'	176,30	5,817	Pacífico-Atlántico	1
Huaytapallana	11°47'-11°56'	75°00'-75°05'	35,00	5,72	Atlántico	3
Chonta	12°37'-13°07'	75°00'-75°30'	42,00	5,305	Pacífico-Atlántico	3
Urubamba	13°08'-13°17'	71°58'-72°16'	23,00	5,75	Atlántico	2, 3
Vilcabamba	13°10'-13°27'	72°30'-73°15'	173,00	6,271	Atlántico	3
Vilcanota	13°39'-14°29'	70°31'-71°20'	539,00	6,384	Atlántico	3
Carabaya	14°00'-14°22'	69°38'-70°19'	100,00	5,78	Atlántico-Titicaca	2, 3
Huanzo	14°30'-15°01'	72°50'-73°15'	158,00	5,445	Pacífico-Atlántico	3
Apolobamba	14°35'-14°45'	69°14'-69°34'	102,00	5,852	Atlántico-Titicaca	2, 3
Chila	15°02'-15°26'	71°43'-72°37'	52,00	5,556	Pacífico-Atlántico	2, 3
La Raya	15°10'-15°26'	70°36'-71°14'	88,00	5,489	Titicaca	2, 3
Ampato	15°24'-15°51'	71°51'-73°00'	105,00	6,426	Pacífico	2, 3
Volcánica	16°07'-16°33'	71°12'-71°33'	15,00	6,1	Pacífico	2, 3
Barroso	16°51'-17°37'	69°45'-70°30'	20,00	5,741	Pacífico	2, 3
<b>Total</b>			<b>2596</b>			

Fuentes: 1. Inventario de Glaciares del Perú (Ames et al 1988), utilizando fotografías aéreas verticales.

2. Datos publicados en la Revista Peruana de Andinismo.

3. Análisis de imágenes del satélite LANDSAT 5.

**Figura 3.104:** superficie de los glaciares de veinte cordilleras de Perú.

Morales-Arno & Hastenrath (1999) contabilizaron una superficie de 2596 km<sup>2</sup> en los glaciares de Perú, 554 km<sup>2</sup> más que Ames et al (1988), incorporando dos cordilleras (Volcánica y Barroso) que no habían sido incluidas en el inventario anterior por carecer de recubrimiento aerofotográfico. En el nuevo trabajo las masas de hielo de la cordillera Ampato sumaban 105 km<sup>2</sup>, de los que si se tienen en cuenta las estimaciones de la superficie que tenía el sistema glaciar del Nevado Coropuna en 1986, según la cartografía que se ha presentado en este mismo capítulo (~54 km<sup>2</sup>), un 51% se encontrarían en el complejo volcánico.

Es evidente que dada la magnitud de la empresa y las dificultades inherentes a la investigación queda mucho por hacer para conocer con suficiente precisión las dimensiones de la cobertura glaciar de los Andes Centrales. Como muestra de las carencias que afectan al conocimiento de esa materia, en la figura 3.105 se presenta una relación de los principales glaciares de Perú que formaba parte del trabajo de Morales-Arno & Hastenrath (1999). La lista omite la existencia del sistema glaciar del Nevado Coropuna, a pesar de tratarse de una de las dos masas de hielo tropical de mayores dimensiones de la Tierra, con una superficie similar a la del casquete glaciar Quelccaya, que encabeza la lista.

**PRINCIPALES GLACIARES DE PERÚ (Morales-Arno & Hastenrath 1999)**

<b>Cordillera</b>	<b>Nombre</b>	<b>Latitud (S)</b>	<b>Longitud (O)</b>	<b>Superficie (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Tipo de glaciar</b>
Vilcanota	Quelccaya	14°00'	70°46'	54,00	casquete
Blanca	Copap	09°17'	77°20'	13,76	meseta
Huayhuash	Yerupaja	10°14'	76°55'	9,36	valle
Blanca	Chopicalqui	09°05'	77°36'	9,10	valle (cubierto de derrubios)
Blanca	Pucahirca	08°53'	77°35'	6,50	meseta
Blanca	Artesonraju	08°58'	77°38'	5,97	montaña
Central	Sullcon	11°52'	76°03'	5,43	valle
Blanca	Cook	09°02'	77°39'	5,39	valle (cubierto de derrubios)
Blanca	Safuna	08°51'	77°37'	4,69	valle
Raura	Santa Rosa	10°29'	76°44'	2,36	valle
Blanca	Uruashraju	09°35'	77°19'	2,15	valle
Blanca	Yanamarey	09°39'	77°16'	1,30	valle
<b>Total</b>				<b>120</b>	

**Figura 3.105:** relación de los glaciares de mayor tamaño de Perú.

### 3.5.2. Evolución reciente de las ELAs de los glaciares del Nevado Coropuna

#### 3.5.2.a) Consideraciones generales sobre las ELAs

En un apartado anterior de este capítulo se presentaron tres cartografías (figuras 3.38, 3.39 y 3.40) delimitando el sistema glaciar del Nevado Coropuna en 1955, 1986 y 2007, junto con los modelos espaciales de sus ELAs estimadas por el método *Area x Altitude* (AA):

	<u>1955</u>	<u>1986</u>	<u>2007</u>
<b>ELA AA del sistema glaciar (m)</b>	5852	5864	5910

Posteriormente se incluyeron dos mapas (figuras 3.53 y 3.63) en los que se representaron respectivamente siete glaciares del sector NE y once glaciares del sector SE, en la Pequeña Edad del Hielo, 1955, 1986 y 2007, junto con los modelos espaciales de sus ELAs reconstruidas por el método *Area x Altitude Balance Ratio* (AABR):

	<u>PEH</u>	<u>1955</u>	<u>1986</u>	<u>2007</u>
<b>ELA AABR del sector NE (m)</b>	5886	5923	5929	5968
<b>ELA AABR del sector SE (m)</b>	5776	5787	5853	5862

Debido a su naturaleza estadística la segunda fase del método AABR sólo puede aplicarse cuando se analiza un grupo de glaciares, de manera que a falta de otras unidades con un rango similar la reconstrucción de las ELAs del sistema glaciar se realizó por el método AA, que forma parte de la primera fase del procedimiento.

Con esa estrategia se obtuvieron una evaluación media de las ELAs del sistema glaciar (por el método AA) y dos estimaciones con mayor detalle y representatividad estadística de las ELAs de los sectores NE y SE (por el método AABR), cuyas variaciones con respecto a la anterior reflejan el efecto sobre el balance de masa de los glaciares de la orientación y la exposición a la radiación solar.

Por ese motivo los desniveles de las ELAs AABR con respecto a las ELAs AA son positivos en el sector NE del sistema glaciar y negativos en el SE, poniendo de manifiesto una tendencia de la ELA a deprimirse hacia el Sur que también sucedió en la Pequeña Edad del Hielo y en el Último Máximo Glacial Regional.

	<u>1955</u>	<u>1986</u>	<u>2007</u>
<b>Desnivel de la ELA AABR del sector NE (m)</b>	+71	+65	+58
<b>ELA AA del sistema glaciar (m)</b>	5852	5864	5910
<b>Desnivel de la ELA AABR del sector SE (m)</b>	-65	-11	-48

Los resultados obtenidos en el presente trabajo tienen una consistencia interna elevada. Las ELAs AABR del sector NE del Nevado Coropuna en la Pequeña Edad del Hielo, 1955, 1986 y 2007 presentan un coeficiente de correlación de un 83% con respecto a las ELAs del sector SE, pero difieren considerablemente de las estimaciones realizadas por otros autores en el complejo volcánico o en otras áreas de montaña de los Andes Centrales.

Las divergencias entre los resultados se deben a tres causas:

- 1) Las distorsiones producidas por algunas técnicas empleadas para delimitar las masas de hielo.
- 2) La asunción incorrecta de la existencia de una equivalencia entre la altitud de las nieves perpetuas (*snowlines*) y la altitud de la línea de equilibrio de los glaciares (ELA).
- 3) La utilización de métodos diferentes o protocolos distintos de un mismo procedimiento para reconstruir la ELA.

Las dos primeras cuestiones están estrechamente vinculadas entre sí. En muchos trabajos las masas de hielo se delimitaron usando como referencia las curvas de nivel utilizadas en los mapas topográficos para representar el área de las nieves perpetuas o empleando métodos de clasificación automática de imágenes de satélite. Con anterioridad se han discutido los resultados alcanzados por diferentes autores con esas técnicas para delimitar y medir la superficie de los glaciares del Nevado Coropuna (Silverio, 2004; Ames et al., 1988; Núñez & Valenzuela, 2001; Racoviteanu, 2004; Racoviteanu et al., 2007), demostrando la existencia de errores notables.

El empleo de esos procedimientos requiere considerar que los límites de las *snowlines* y las masas de hielo son equivalentes, pero esa asunción es incorrecta y frecuentemente ha conducido a los investigadores a sobre-estimar la medida de las superficies, como se ha quedado demostrado en el caso del Nevado Coropuna. De la misma manera en muchas publicaciones se ha contabilizado la altitud de las *snowlines* como si fuese equivalente a la ELA, ocasionando sistemáticamente la obtención de resultados inferiores a los reales.

No obstante cuando la altitud de la *snowline* se encuentra por debajo de la ELA las tendencias de ambas son paralelas (Andrews, 1975). Por esa razón el análisis de las variaciones espaciales de las altitudes de la línea de la nieve ha permitido elaborar modelos sobre las tendencias regionales de las ELAs y paleoELAs con resultados aceptables (Klein et al., 1999; Fox, 1993; Fox & Bloom, 1994), que serán utilizados más adelante para contextualizar los resultados del presente trabajo de investigación.

Con respecto a la diversidad de técnicas empleadas para reconstruir la ELA, que también ha sido señalada por otros autores (Benn et al., 2005), sería deseable que las correlaciones espaciales se estableciesen entre resultados obtenidos con el mismo procedimiento, y en el caso de los métodos THAR y AAR, que hubiesen empleado el mismo valor de los ratios THAR o AAR.

La subjetividad de la elección de esos parámetros, no siempre suficientemente justificada, puede añadir mayor incertidumbre a la determinación de las ELAs y a la comparación de resultados alcanzados mediante la aplicación de métodos o ratios diferentes. Esas cuestiones deben ser tenidas en consideración para interpretar las divergencias que puedan observarse cuando se establezcan correlaciones espaciales.



### 3.5.2.b) Contextualización regional de las ELAs actuales del Nevado Coropuna

En una publicación reciente (Mark et al., 2005) se recopilaron los resultados obtenidos en 350 sitios localizados entre 33° de latitud Norte y 33° de latitud Sur en las reconstrucciones de las ELAs actuales y las paleoELAs atribuidas al LGM. El inventario incluía estimaciones de las ELAs procedentes de 66 lugares de la región de los Andes Centrales, entre 7°S y 18°S, agrupados en tres regiones geográficas:

- Cordillera Blanca (~9°S): 21 sitios.
- Andes Centrales de Perú (entre ~7° y ~15°S): 36 sitios.
- Andes Centrales de Bolivia (entre ~16° y ~17°S): 9 sitios.

Los únicos datos sobre la cordillera occidental proceden de la región en la que se encuentra el Nevado Coropuna, y fueron publicados por Dornbusch (2002) recopilando los resultados de trabajos anteriores (Dornbusch, 1997; Dornbusch, 1998; Dornbusch, 2000) realizados en 17 lugares localizados en los siguientes sectores:

- Nevado Sara Sara (5505 m), 89 km al Oeste del Nevado Coropuna: 6 sitios.
- Nevado Solimana (6093 m), 30 km al NO del Nevado Coropuna: 6 sitios.
- Áreas glaciadas de los cerros Yanahuara (5279 m) y Jollpa (5226 m), entre 32 y 38 km al Este del Nevado Coropuna: 4 sitios.
- Sector SO del complejo volcánico Nevado Coropuna: 1 sitio.

La recopilación de Mark et al (2005) reflejó la utilización de una gran variedad de métodos para reconstruir las ELAs actuales en los 66 sitios de los Andes Centrales:

- **Método THAR:** fue el más empleado, citado en 27 casos, con un ratio THAR=0,50 en 21 sitios (Rodbell, 1991; Rodbell, 1992) y THAR=0,37 en los 6 lugares restantes (Seltzer, 1992).
- **Método AAR:** se aplicó en tres casos, en dos de ellos con un ratio AAR=0,50 (Mark & Seltzer, 2002) y en el otro con un ratio AAR=0,77 (Seltzer et al., 1995; Wagnon et al., 1999). Esas publicaciones también incluyeron estimaciones realizadas en el mapa topográfico. Aunque Mark et al (2005) no especificaron con suficiente claridad en qué consistió ese procedimiento debió parecerse al método MID.
- **Método *Mid-Line Altitude* (MID):** consiste en estimar la altitud media del glaciar, por lo que en realidad es equivalente al método THAR con un ratio THAR=0,50, aunque Dornbusch (2002) lo usó en 17 sitios calculando la altitud media de la *snowline*.
- **Método *Glacier Threshold*:** utilizado por Rodbell (1991, 1992) en 17 lugares considera que la ELA equivale a la altitud del umbral de salida del glaciar.

Para comparar las estimaciones realizadas en el presente trabajo sobre las ELAs actuales del Nevado Coropuna con las reconstrucciones elaboradas por otros investigadores en el complejo volcánico y en otras áreas de los Andes Centrales, los datos se introdujeron en una hoja de cálculo agrupados en diez conjuntos geográficos, concebidos para observar las tendencias regionales de los resultados.

El análisis consistió en calcular los promedios de las ELAs de cada conjunto y sus desniveles con respecto al Nevado Coropuna. Con esa finalidad, según se indica en cada grupo entre paréntesis (figura 3.106), se emplearon la ELA del sistema glaciar (a), cuando los conjuntos se habían definido utilizando criterios regionales, o las ELAs de los sectores NE (b) o SE (c), cuando se basaron en la orientación.

ELAs DE LOS ANDES CENTRALES			ELAs del Nevado Coropuna (1955)		
Mark et al (2005)			Sistema Glaciar <sup>a</sup>	NE <sup>b</sup>	SE <sup>c</sup>
Conjuntos geográficos	Sitios <sup>1</sup>	Promedio ELA actual <sup>2</sup>	5910	5923	5787
			<sup>3</sup> Desnivel		
Región de los Andes Centrales (a)	66	4964		946	
Cordillera Blanca (a)	21	5005		905	
Andes Centrales de Perú (a)	36	4915		995	
Andes Centrales de Bolivia (a)	9	5069		841	
Cordillera oriental (a)	19	4363		1547	
Cordillera occidental (a)	17	5409		501	
Vertientes septentrionales (b)	13	5242		681	
Vertientes meridionales (c)	38	4895		892	
Orientación NE (b)	7	5194		729	
Orientación SE (c)	1	5432		355	
<b>Promedio</b>				<b>839</b>	

<sup>1</sup>Número de sitios <sup>2</sup>Promedio de las ELAs de la región

<sup>3</sup>Desnivel de las paleoELAs del Nevado Coropuna con respecto al promedio de las paleoELAs de la región (utilizando como referencia la ELA del complejo volcánico que se indica en cada conjunto entre paréntesis).

**Figura 3.106:** comparación de las estimaciones de las ELAs actuales realizadas en los Andes Centrales y las reconstrucciones elaboradas en el presente trabajo de investigación para el Nevado Coropuna.

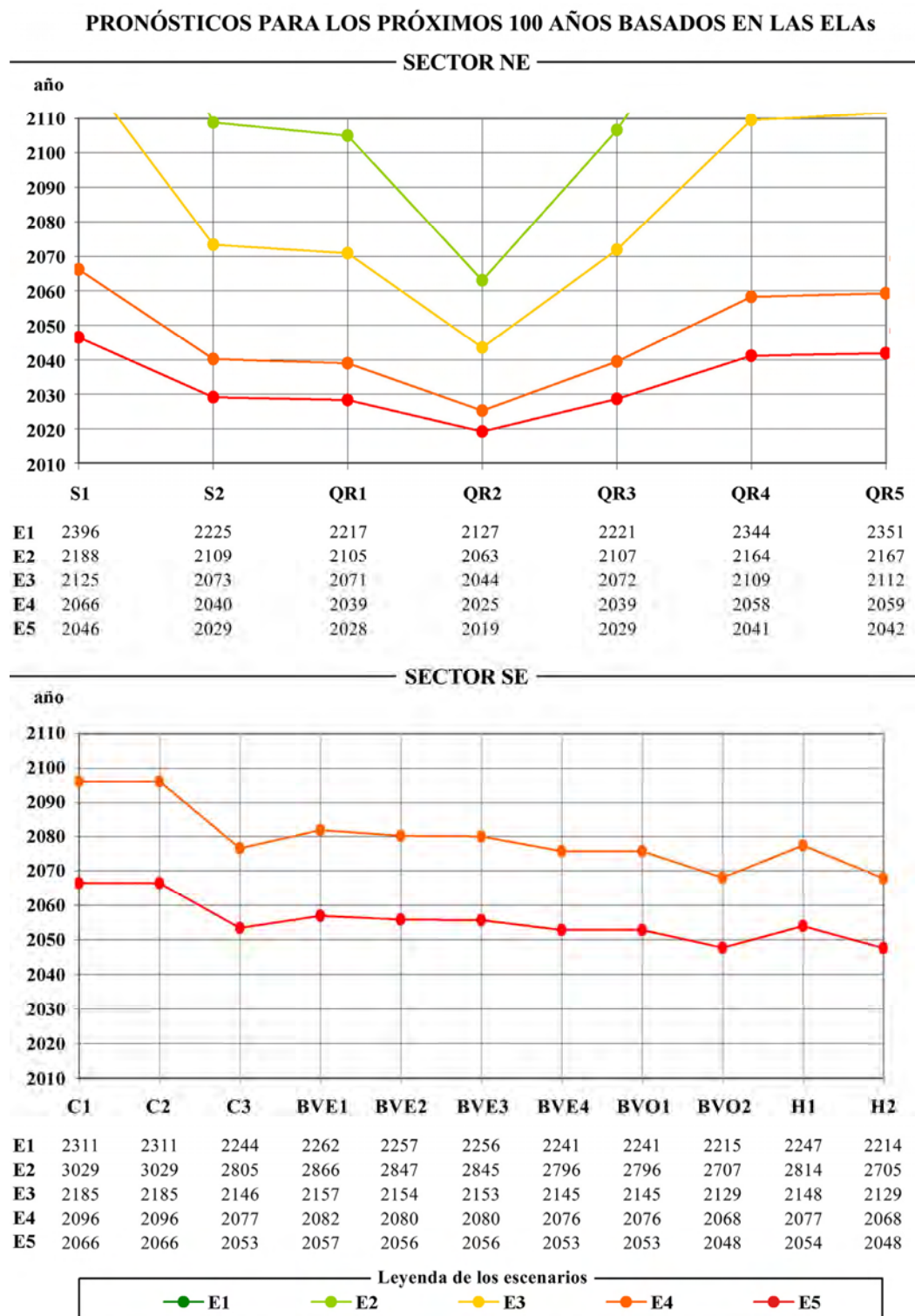
Como consecuencia de la diversidad de métodos empleados, los diferentes protocolos de aplicación de un mismo procedimiento y los errores en la delimitación y medida de los glaciares debidos a la consideración de la *snowline* como equivalente a los glaciares (que produce una sobre-estimación de la superficie de las masas de hielo y consiguientemente una infravaloración de su ELA) los datos recopilados por Mark et al (2005) presentan considerables diferencias entre sí. Sin embargo la utilización de los promedios minimiza los efectos de los problemas señalados y su comparación refleja las tendencias del clima. A causa de la tendencia de la ELA a elevarse hacia el Oeste y hacia el Sur de los Andes Centrales, en el mismo sentido que se incrementa la aridez, las ELAs del Nevado Coropuna son más altas y presentan desniveles mayores con respecto a las regiones septentrionales que con relación a las regiones más meridionales. Las diferencias de nivel son más elevadas entre las ELAs del complejo volcánico y las de la Cordillera Blanca, el centro de Perú y la cordillera oriental, que con relación a las de los Andes Centrales de Bolivia, más húmedos que el Nevado Coropuna y más áridos que las regiones septentrionales.

A escala local la exposición a la radiación solar (superior con orientación Norte) produce una depresión de la ELA hacia el Sur. Esa tendencia sucede en el Nevado Coropuna y también entre los sitios localizados en vertientes septentrionales y meridionales, pero no se ha detectado entre los lugares con orientaciones NE y los que están expuestos al SE. La explicación es que sólo hay un caso con orientación SE, en el Nevado Solimana (30 km al NO del Nevado Coropuna), y los siete con exposición NE incluyen sitios de la Cordillera Blanca y el centro de Perú, donde el clima es más húmedo y por ese motivo la ELA es inferior.

En el Nevado Coropuna sólo se había realizado una estimación de la ELA (5558 m), que Dornbusch (2002) dedujo de la altitud media de las nieves perpetuas. Por ese motivo el resultado es 229 m menor que la ELA reconstruida en este trabajo en el sector SE por el método AABR (5787 m). Como en ese caso, por los problemas indicados muchas estimaciones de las ELAs pueden encontrarse por debajo de su valor real.

### 3.5.2.c) Pronósticos sobre la evolución futura de los glaciares de los sectores NE y SE basados en las tendencias de las ELAs

En las tablas de la figura 3.107 se han resumido las previsiones sobre las fechas en las que se produciría la desaparición de los glaciares de los sectores NE y SE, deducidas de las tendencias observadas en las ELAs. Los gráficos muestran los pronósticos que quedaron encuadrados dentro de los próximos cien años.



**Figura 3.107:** pronósticos sobre la evolución de los glaciares de los sector NE y SE basados en las tendencias de las ELAs.



Al igual que se hizo en el caso de las predicciones basadas en las tendencias de las superficies, a través del recuento del número de horizontes sin glaciares representados en el gráfico de la figura 3.107 se elaboró una lista ordenando las masas de hielo de ambos sectores en función del riesgo de desaparición.

La diferencia es que en este caso las fechas no sugieren cuando desaparecerían los glaciares, sino el momento en el que entrarían en una fase terminal en la que, como consecuencia de la desaparición de su zona de acumulación, quedarían condenados a desaparecer en el plazo de tiempo que las condiciones ambientales necesitasen para fundir la masa de hielo restante.

En la relación se indica en que década se produciría la entrada en fase terminal de cada masa de hielo en cada uno de los escenarios previstos. Durante el periodo representado ningún glaciar del sector NE alcanzaría ese estado en el escenario 1, ni en el sector SE en los escenarios 1, 2 y 3, que no quedaron comprendidos dentro de los próximos cien años.

Con esas premisas las masas de hielo quedaron ordenadas del siguiente modo:

### **Previsiones de deglaciación basadas en las tendencias observadas en las ELAs**

#### **SECTOR NE DEL SISTEMA GLACIAR**

- 1) Glaciar Queñua Ranra 2:** en la década de los años 20' en los escenarios 5 y 4, en los 40' en el escenario 3 y en los 60' en el escenario 2.
- 2) Glaciares Queñua Ranra 1 y 3:** a finales de la década de los años 20' en el escenario 5 y al término de los años 30' en el escenario 4. En el inicio de los 70' en el escenario 3 y en el primer decenio del siglo XXII en el escenario 2.
- 3) Glaciar Santiago 2:** a finales de los años 20' en el escenario 5, a comienzos de los 40' en el escenario 4, en los 70' en el escenario 3 y en el final de la primera década del siglo XXII en el escenario 2.
- 4) Glaciares Queñua Ranra 4 y 5:** a principios de los años 40' en el escenario 5, en la década de los 50' en el escenario 4 y comenzado el siglo XXII en el escenario 3.
- 5) Glaciar Santiago 1:** en la década de los años 40' en el escenario 5 y en los años 60' en el escenario 4.

#### **SECTOR SE DEL SISTEMA GLACIAR**

- 1) Glaciar Buena Vista Oeste 2 y Huasi 2:** en la década de los años 40' en el escenario 5 y a finales de los 60' en el escenario 4.
- 2) Glaciares Cospanja 3, Buena Vista Este 1, 2, 3 y 4, Buena Vista Oeste 1 y Huasi 1:** en la década de los años 50' en el escenario 5 y entre mediados de los 70' y principios de los 80' en el escenario 4.
- 3) Glaciares Cospanja 1 y 2:** en la década de los años 60' en el escenario 5 y en los 90' en el escenario 4.

### **El glaciar Queñua Ranra 2 y el hielo enterrado**

Para interpretar los resultados de las previsiones sobre el glaciar Queñua Ranra 2 debe tenerse en cuenta que gran parte del sector inferior de esa masa de hielo se encuentra cubierta por derrubios procedentes de las vertientes que la comprenden. El hielo enterrado no ha sido contabilizado en los cálculos por dos razones:

- Es indetectable en las fotografías aéreas y las imágenes de satélite.
- Su asignación a un aparato glaciar determinado muchas veces es complicada, pudiendo corresponderse con masas de hielo adyacentes o con retazos de paleoglaciares que quedaron enterrados sobre los que posteriormente avanzaron glaciares más recientes.

La no inclusión de las masas de hielo cubiertas por derrubios en la delimitación de los glaciares condiciona las estimaciones de las superficies y las ELAs. Por ese motivo, como se señaló cuando se hizo referencia a los pronósticos basados en la reducción de las superficies, el incremento de la ELA del glaciar Queñua Ranra 2 en fechas sucesivas puede interpretarse como un geoindicador del recubrimiento de las masas de hielo por los coluviones, debido a que la disminución de sus límites que reflejan los mapas obedece en mayor medida a esos procesos que a causas estrictamente climáticas. La utilización del método AABR para reconstruir las ELAs minimiza la repercusión en el resultado final de las peculiaridades individuales que presentan algunos glaciares, como las que se han señalado en este caso.

Las siguientes fotografías muestran dos vistas del glaciar Queñua Ranra 2. En la figura 3.108, un detalle de la vertiente que se encuentra junto a su margen derecho, conformada por capas de hielo con depósitos de ladera interestratificados. La figura 3.109 es una panorámica de todo el conjunto desde el arco morrénico frontal generado durante la Pequeña Edad del Hielo, en la que se ha señalado la posición en la que se realizó la fotografía de la figura 3.108.



**Figura 3.108:** hielo enterrado en la ladera oriental del glaciar Queñua Ranra 2. Fotografía realizada por Gonzalo Sanjunabenito, biólogo de Guías de Espeleología y Montaña.





**Figura 3.109:** panorámica del glaciar Queñua Ranra 2 desde las morrenas de la Pequeña Edad del Hielo.



### 3.5.4. Comparación de las previsiones sobre el futuro de los glaciares basados en las tendencias observadas en las superficies y las ELAs

En la figura 3.110 se han resumido los pronósticos sobre el futuro de las masas de hielo de los sectores NE y SE del sistema glaciar. En las columnas se han tabulado consecutivamente las fechas en las que se produciría la desaparición de los glaciares en cada escenario, deducidas de las tendencias observadas en las superficies (columna  $H_0S$ ) y las ELAs (columna  $H_0ELA$ ), la diferencia entre las anteriores (D) y los órdenes de desaparición de las masas de hielo basados en el recuento de pronósticos deducidos de las tendencias de las superficies ( $O_S$ ) y las ELAs ( $O_{ELA}$ ).

Los listados que ordenaron las masas de hielo en función del riesgo de desaparición (apartados 3.5.1c y 3.5.2.c) resultaron con rangos de 1-6 en el NE y 1-7 en el SE (cuando el geoindicador fue la superficie), y 1-5 en el NE y 1-3 en el SE (cuando el geoindicador fue la ELA). No obstante para facilitar su comparación con los órdenes deducidos de las superficies, los que se basaron en las ELAs del sector SE fueron reclasificados atendiendo al año de desaparición en lugar de a la década, como se hizo originalmente. De ese modo el rango 1-3 se transformó en 1-5. En la parte inferior derecha de la tabla se ha calculado para cada escenario el promedio de las diferencias entre los pronósticos basados en la evolución de las superficies y los que se dedujeron de las tendencias de las ELAs, en ambas vertientes y en cada sector.

#### COMPARACIÓN DE LOS PRONÓSTICOS BASADOS EN SUPERFICIES Y ELAS

$H_0S$ : pronósticos basados en las superficies.  $H_0ELA$ : pronósticos basados en las ELAs. D: diferencia entre los anteriores.

$O_S$ : orden de desaparición deducido del análisis de las superficies (N).  $O_{ELA}$ : orden de desaparición deducido del análisis de la ELAs (N).

SECTOR NE						SECTOR SE					
	$S_1$	$H_0S$	$H_0ELA$	D	$O_S$	$O_{ELA}$					
S1	E1	2469	2396	73			C1	E1	2567	2311	257
	E2	2236	2188	48				E2	2233	3029	-796
	E3	2159	2125	34	6	5		E3	2149	2185	-37
	E4	2083	2066	17				E4	2078	2096	-18
	E5	2058	2046	11				E5	2054	2066	-12
S2	E1	2208	2225	-18			C2	E1	2219	2311	-92
	E2	2092	2109	-17				E2	2204	3029	-825
	E3	2061	2073	-13	3	3		E3	2190	2185	5
	E4	2034	2040	-6				E4	2099	2096	3
	E5	2025	2029	-4				E5	2068	2066	2
QR1	E1	2040	2217	-177			C3	E1	2142	2244	-102
	E2	2026	2105	-79				E2	2070	2805	-735
	E3	2021	2071	-50	1	2		E3	2048	2146	-98
	E4	2014	2039	-25				E4	2028	2077	-49
	E5	2012	2028	-17				E5	2021	2053	-33
QR2	E1	2040	2127	-87			BVE1	E1	2065	2262	-197
	E2	2023	2063	-40				E2	2037	2866	-829
	E3	2017	2044	-26	1	1		E3	2027	2157	-130
	E4	2012	2025	-13				E4	2017	2082	-65
	E5	2010	2019	-9				E5	2014	2057	-43
QR3	E1	2151	2221	-69			BVE2	E1	2249	2257	-7
	E2	2074	2107	-33				E2	2102	2847	-745
	E3	2050	2072	-22	2	2		E3	2066	2154	-88
	E4	2029	2039	-11				E4	2036	2080	-44
	E5	2021	2029	-7				E5	2027	2056	-29
QR4	E1	2391	2344	47			BVE3	E1	2225	2256	-31
	E2	2174	2164	10				E2	2106	2845	-738
	E3	2114	2109	4	4	4		E3	2071	2153	-82
	E4	2060	2058	2				E4	2039	2080	-41
	E5	2043	2041	1				E5	2028	2056	-27
QRS	E1	2125	2351	-227			BVE4	E1	5556	2241	3315
	E2	2128	2167	-39				E2	3918	2796	1122
	E3	2132	2112	20	5	4		E3	3315	2145	1170
	E4	2070	2059	10				E4	2661	2076	585
	E5	2049	2042	7				E5	2443	2053	390

SECTOR SE					
	$H_0S$	$H_0ELA$	D	$O_S$	$O_{ELA}$
BVO1	E1	2174	2241	-68	
	E2	2080	2796	-716	
	E3	2054	2145	-91	4
	E4	2030	2076	-46	
	E5	2023	2053	-30	
BVO2	E1	2168	2215	-47	
	E2	2071	2707	-636	
	E3	2047	2129	-82	4
	E4	2027	2068	-41	
	E5	2020	2048	-27	
H1	E1	2322	2247	75	
	E2	2168	2814	-646	
	E3	2115	2148	-32	5
	E4	2061	2077	-16	
	E5	2043	2054	-11	
H2	E1	2264	2214	50	
	E2	2159	2705	-546	
	E3	2114	2129	-14	5
	E4	2061	2068	-7	
	E5	2043	2048	-5	

Promedios de las diferencias					
NE y SE		NE		SE	
E1	150	E1	-65	E1	287
E2	-347	E2	-22	E2	-554
E3	26	E3	-7	E3	47
E4	13	E4	-4	E4	24
E5	9	E5	-2	E5	16

Órdenes de desaparición divergentes
  Sin pronósticos basados en la superficie

**Figura 3.110:** comparación de los pronósticos elaborados para los glaciares de los sectores NE y SE utilizando como geoindicadores las tendencias de sus superficies y sus ELAs.

Empleando como referencia los datos de la figura 3.110, las previsiones sobre el futuro de las masas de hielo se analizaron examinando dos parámetros:

- Los promedios de las diferencias entre los pronósticos deducidos de las tendencias observadas en las superficies y las ELAs (recogidos en la parte inferior derecha de la tabla).
- La posición que ocupan las masas de hielo en los listados que las ordenaron en función del riesgo de desaparición (en las columnas quinta y sexta de los datos de cada glaciar).

### **1) Promedios de las diferencias entre los pronósticos basados en superficies y ELAs**

Los promedios de las diferencias entre las previsiones que se elaboraron extrapolando respectivamente las tasas de reducción de las superficies y las tasas de incremento de las ELAs disminuyen a medida que se acelera el proceso de deshielo, en los escenarios que contemplaron la reproducción de las tasas de deglaciación más elevadas.

Como fue señalado con anterioridad, lo más probable es que la manera en que está produciéndose el retroceso de las masas de hielo se asemeje en mayor medida a esos escenarios (3, 4 y 5). Si ese hecho fuese cierto, el incremento observado entre las tasas observadas en la serie 1955-2007 y en el periodo 1986-2007 reflejaría que la deglaciación estaría acelerándose con el tiempo.

Por otra parte los promedios de las diferencias son distintos si los cálculos se realizan por separado o incorporando los datos de ambos sectores:

- Considerando todas las previsiones realizadas para ambos sectores, las diferencias entre los pronósticos deducidos de las superficies y las ELAs se reducen a 9 años en el escenario 5, 15 años en el escenario 4 y 26 años en el escenario 3, elevándose más allá de los cien años en los escenarios 1 y 2.
- Si sólo se contabilizan los promedios de las diferencias del sector NE las distancias se reducen, a sólo 2 años en el escenario 5, 4 años en el escenario 4, 7 años en el escenario 3, 22 años en el escenario 4 y 65 años en el escenario 1.
- Sin embargo los promedios de las diferencias se amplían considerablemente en el sector SE, hasta 16 años en el escenario 5, 24 años en el escenario 4 y 47 años en el escenario 3,

### **2) Orden de desaparición de los glaciares**

La tabla de la figura 3.110 indica que 13 de los 18 glaciares ocuparon posiciones semejantes en los listados que los ordenaron en función del riesgo de desaparición deducido de las tendencias de las superficies y las ELAs.

De las masas de hielo restantes, las 4 que se señalan en color verde presentaron mayores diferencias, en tanto que la que se indica en color amarillo no permitió realizar la comparación porque su evolución impidió calcular los escenarios basados en la tendencia de la superficie (apartado 3.5.1c).

Descontando ese caso la comparación de los pronósticos ha demostrado una convergencia de un 76,5%, sugiriendo que los resultados son bastante más fiables en la vertiente septentrional (con un 100%) y menos en el flanco meridional (con un 50%).

### **3.5.5. Superficies y paleoELAs de los paleoglaciares de los sectores NE y SE durante el Último Máximo Glacial Regional**

En este apartado se van a discutir los resultados del análisis de las masas de hielo de los sectores NE y SE del Nevado Coropuna durante el Último Máximo Glacial Regional, en relación con la delimitación, dimensiones y dinámica de los paleoglaciares (apartado 3.5.5.a), la reconstrucción y depresión de las paleoELAs (apartado 3.5.5.b) y la contextualización regional de los resultados (apartado 3.5.5.c).

#### **3.5.5.a) Delimitación, dimensiones y dinámica de los paleoglaciares**

##### **PALEOGLACIARES DEL SECTOR NE**

En el sector NE se diferenciaron cuatro paleoglaciares que durante el Último Máximo Glacial Regional se canalizaron por las quebradas Santiago, Queñua Ranra, Cuancaicha-Pomullca y Pomullca-Huajra Huire (figura 3.67). La delimitación de esos aparatos no planteó problemas de consideración, debido a que los cordones morrénicos laterales y los arcos morrénicos frontales generados por su progresión están bien conservados y se reconocen con claridad en las fotografías aéreas y las imágenes de satélite.

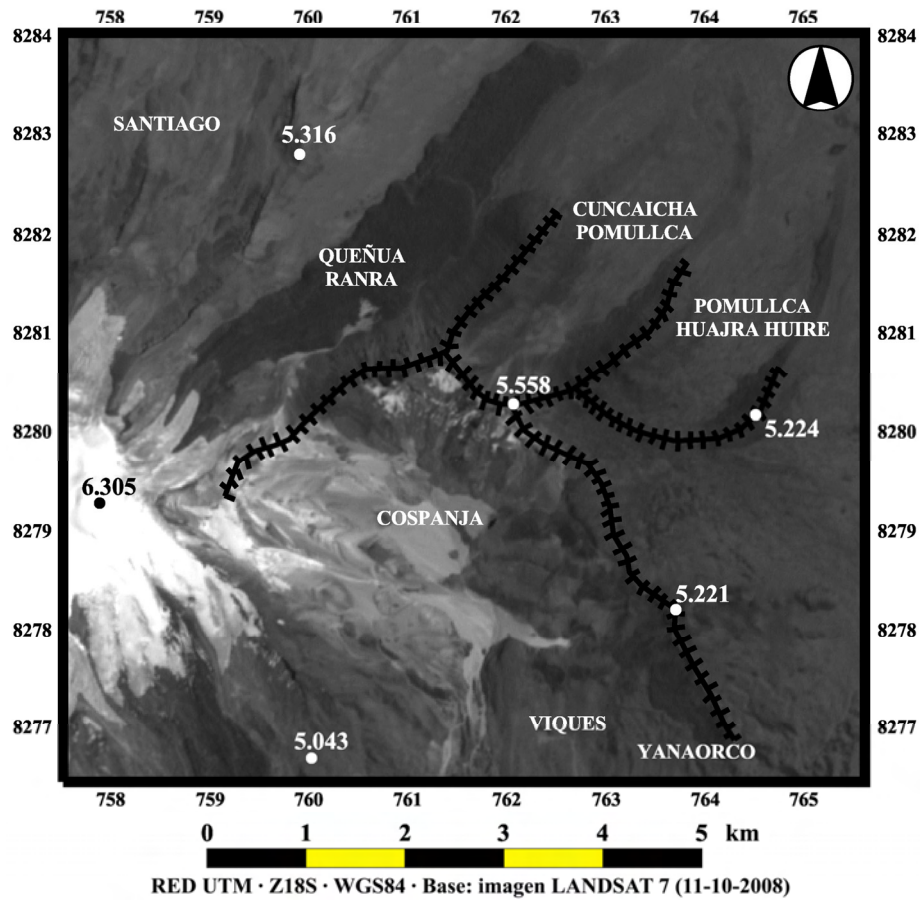
Las masas de hielo procedentes del área de cumbres, actualmente ocupada por el sector oriental del sistema glaciar, alcanzaron mayores dimensiones que el resto, 10,9 km<sup>2</sup> en la quebrada Santiago y 12,1 km<sup>2</sup> en la quebrada Queñua Ranra, que representan respectivamente un 34,5% y un 38,3% de la superficie total atribuida a los paleoglaciares del sector NE durante su última máxima expansión (31,6 km<sup>2</sup>). Los paleoglaciares que se encauzaron por las quebradas Cuancaicha-Pomullca y Pomullca-Huajra Huire tuvieron un tamaño entre dos y tres veces menor, con 4,1 km<sup>2</sup> y 4,5 km<sup>2</sup>, correspondientes a un 13,0 y un 14,2% del total. El área fuente de esas masas de hielo se encontraba en cotas menos elevadas, en la base septentrional de los escarpes de un edificio volcánico en fase de esqueleto que se encuentra inmediatamente hacia el Este de la cumbre oriental del Nevado Coropuna, tiene altitudes más reducidas y no alberga glaciares en la actualidad.

Aunque durante el Plioceno o el Pleistoceno inicial debieron formar parte de un edificio de considerables dimensiones, esas estructuras aparecen actualmente como una alineación de estrechos relieves en forma de circos, que durante el Último Máximo Glacial Regional emitieron paleoglaciares en todas direcciones. Además de las masas de hielo de las quebradas Cuancaicha-Pomullca y Pomullca-Huajra Huire, en su vertiente septentrional, desde el flanco meridional de esos escarpes descendieron los paleoglaciares que se canalizaron por las quebradas Yanaorco, Viques y Cospanja (pertenecientes al grupo del sector SE), y desde su lado oriental otros que se dirigieron hacia el altiplano de Pampa Pucaylla, al Este del edificio oriental del Nevado Coropuna, que no fueron seleccionados para realizar estos análisis.

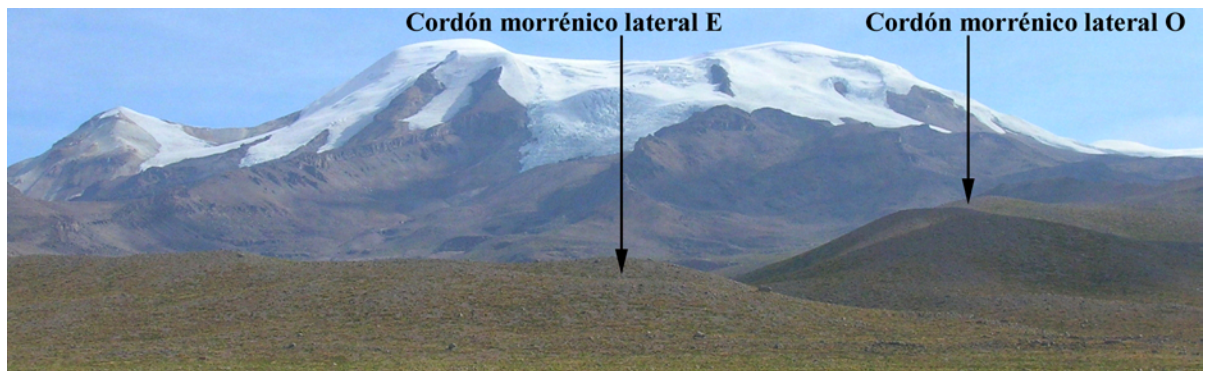
En el mapa de la figura 3.111 se ha representado sobre una imagen de satélite la línea de cumbres del edificio volcánico en fase de esqueleto que funcionó como área fuente de esas masas de hielo. En la figura 3.112 aparece el flanco septentrional del edificio oriental del Nevado Coropuna visto desde el altiplano. Sobre la fotografía se han señalado los cordones morrénicos laterales generados por el paleoglaciar Santiago durante el Último Máximo Glacial Regional (en primer plano). En la panorámica de la figura 3.113, realizada desde los cordones morrénicos laterales que separan las artesas glaciares de Cuancaicha-Pomullca y Pomullca Huajra Huire, se han señalado los circos de los que provenían las masas de hielo que se encauzaron por esas quebradas.



## SECTOR ORIENTAL DEL NEVADO COROPUNA



**Figura 3.111:** cabeceras de los valles glaciares de las quebradas Cuncaicha-Pomullca, Pomullca-Huajra Huire, en el sector NE, y Cospanja, Viques y Yanaorco, en el sector SE del complejo volcánico Nevado Coropuna.

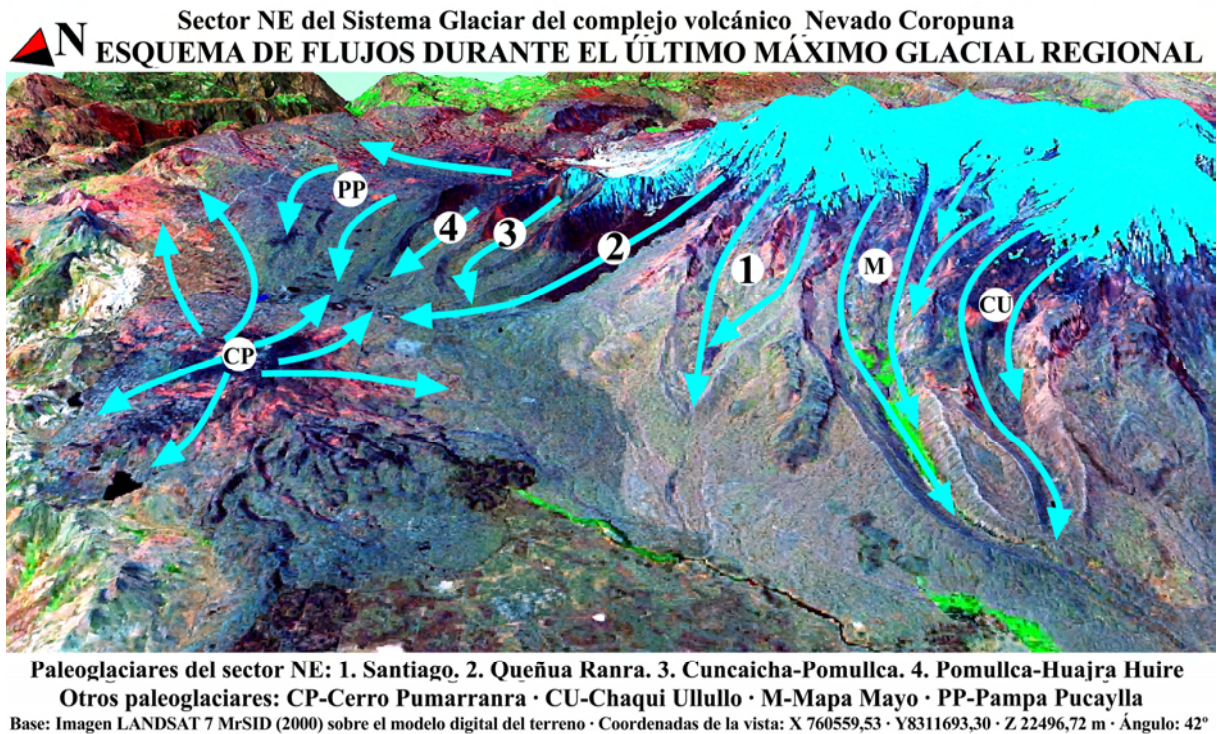


**Figura 3.112:** morrenas de la quebrada Santiago vistas desde el altiplano.



**Figura 3.113:** panorámica de las artesas glaciares de Cuncaicha Pomullca y Pomullca-Huajra Huire desde las morrenas que las separan.

La figura 3.114 es una vista aérea oblicua virtual del sector NE del complejo volcánico Nevado Coropuna y su altiplano septentrional, en la que se indican la dirección y el sentido de flujo de los paleoglaciares durante el Último Máximo Glacial Regional.



**Figura 3.114:** modelo tridimensional de la vertiente septentrional del complejo volcánico Nevado Coropuna.

Durante el Último Máximo Glacial Regional los paleoglaciares provenientes de las quebradas Queñua Ranra, Cuancaicha-Pomullca y Pomullca-Hujara Huire confluyeron sobre el altiplano de Pampa Pucaylla con otras masas de hielo. Una parte de esos aparatos procedían de los sectores más elevados del altiplano (al Este de las quebradas Pomullca-Hujara Huire) y otra del Cerro Pumarranra, una estructura volcánica que se encuentra inmediatamente hacia el Norte de la quebrada Queñua Ranra, tiene forma de meseta y culmina en una superficie con algo más de 2 km<sup>2</sup> y ~5050 m de altitud. Por el contrario las masas de hielo de la quebrada Santiago se dirigieron hacia la parte occidental del altiplano, lo mismo que los aparatos de las quebradas Mapa Mayo y Chaqui Ullullo (que se abren en la vertiente septentrional del Nevado Coropuna al Oeste de las anteriores).

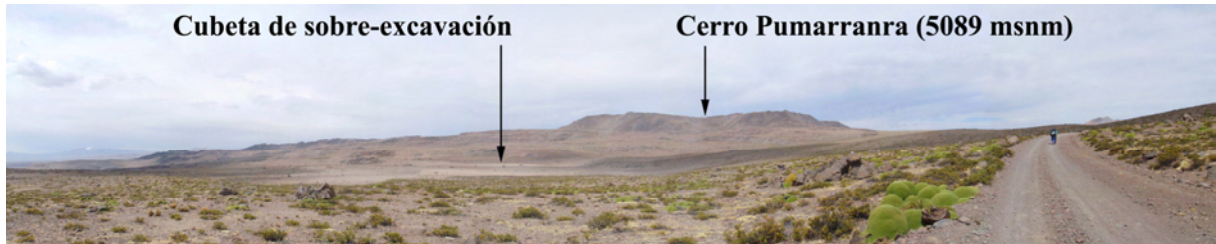
La difluencia de los paleoglaciares sugiere la existencia de un control tectónico relacionado con la subsidencia diferencial de los bloques que resultan de la compartimentación del complejo volcánico por las fracturas y lineamientos tectónicos que se cartografiaron en el mapa geomorfológico (figura 2.156). La subsidencia diferencial del altiplano explicaría porque su altitud decrece progresivamente hacia el Oeste, de manera que desde el sector inferior de la quebrada Queñua Ranra (~4900 m) hasta la localidad de Mauca Llacta, en el cuadrante NO del complejo volcánico (~4400 m) el desnivel alcanza 500 m en 17 km.

El mismo efecto de la tectónica en la dinámica de las masas de hielo también se refleja en la organización del drenaje, que en la vertiente septentrional del Nevado Coropuna, al Oeste de una falla regional con dirección SENO (figura 2.156), vierte hacia el río Arma, tributario de la cuenca hidrográfica del Ocoña. Mientras tanto, al Este del lineamiento tectónico el drenaje es endorreico y posiblemente se infiltra a gran profundidad, encontrándose en relación con los procesos de alteración hidrotermal que se han generalizado en el sector NE y la naturaleza vulcaniana de las erupciones del Nevado Coropuna.



Como apoyo a la explicación, en la panorámica de la figura 3.115 se han señalado dos unidades geomorfológicas:

- La cubeta de sobre-excavación que delimita el frente de la máxima progresión del paleoglaciador de la quebrada Queñua Ranra, durante el Último Máximo Glacial Regional.
- El Cerro Pumarranra, en cuya superficie culminante se encontraba emplazado el glaciar de meseta (*fjell*) que emitió los aparatos que descendieron hacia el altiplano y colisionaron frontalmente con las masas de hielo procedentes de las quebradas Queñua Ranra, Cuncaicha-Pomullca y Pomullca-Hujara Huire.



**Figura 3.115:** panorámica del Cerro Pumarranra desde el sector inferior de la quebrada Queñua Ranra.

La figura 3.116 es una fotografía realizada desde la parte superior del arco morrénico frontal de la Pequeña Edad del Hielo del glaciar Queñua Ranra 3. Valle abajo se distingue en color oscuro la colada de lava de edad holocena que se canalizó por el interior de la quebrada. En la imagen se indican las siguientes unidades geomorfológicas:

- Los cordones morrénicos laterales generados por la máxima expansión del paleoglaciador Queñua Ranra durante el Último Máximo Glacial Regional.
- La cubeta de sobre-excavación que se encuentra en el extremo inferior de la quebrada y sirvió como referencia para delimitar la posición alcanzada por el frente de la masa de hielo (se distingue por el color claro de los sedimentos que rellenan la depresión).

La presencia de una persona en la parte inferior izquierda de la fotografía sirve como referencia de la escala.



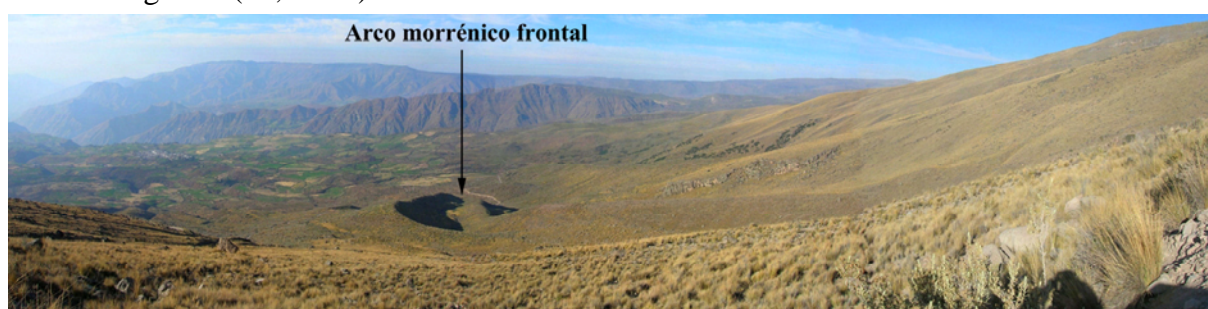
**Figura 3.116:** panorámica de la quebrada Queñua Ranra desde la parte superior del valle glaciar.



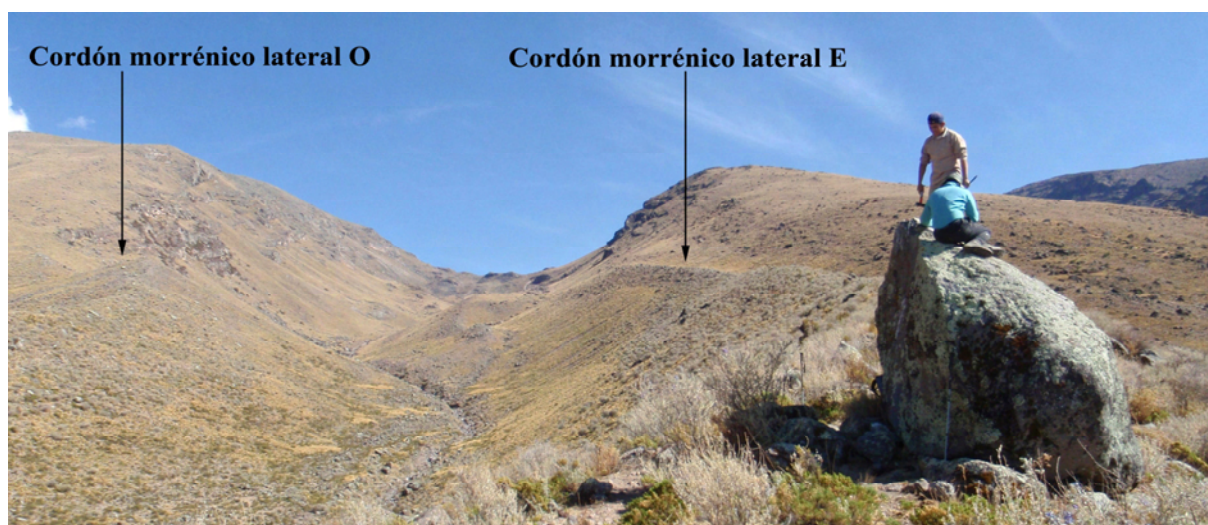
### **PALEOGLACIARES DEL SECTOR SE**

En el sector SE se delimitaron ocho paleoglaciares que durante el Último Máximo Glacial Regional se encauzaron por el interior de las quebradas Yanaorco, Viques, Cospanja, Buena Vista Este, Buena Vista Oeste y Huasi (figura 3.75).

El área fuente de las masas de hielo de las quebradas Yanaorco y Viques se encontraba en la vertiente meridional de los escarpes cartografiados en el mapa de la figura 3.111, desde donde descendieron hasta un intervalo comprendido entre 3700 y 4000 m de altitud donde se encuentran los arcos morrénicos frontales que depositaron cuando culminaron su máxima expansión (figuras 3.117 y 3.119). Como consecuencia de proceder de un sector menos elevado que el resto de aparatos del cuadrante SE los paleoglaciares Yanaorco y Viques alcanzaron una superficie menor, con 5,2 y 6,0 km<sup>2</sup>, que representan respectivamente un 8% y un 9% de la superficie total de las masas de hielo de este sector durante el Último Máximo Glacial Regional (66,5 km<sup>2</sup>).



**Figura 3.117:** morrenas depositadas por el paleoglaciar Yanaorco durante el Último Máximo Glacial Regional.



**Figura 3.118:** morrenas generadas por el paleoglaciar Viques durante el Último Máximo Glacial Regional.

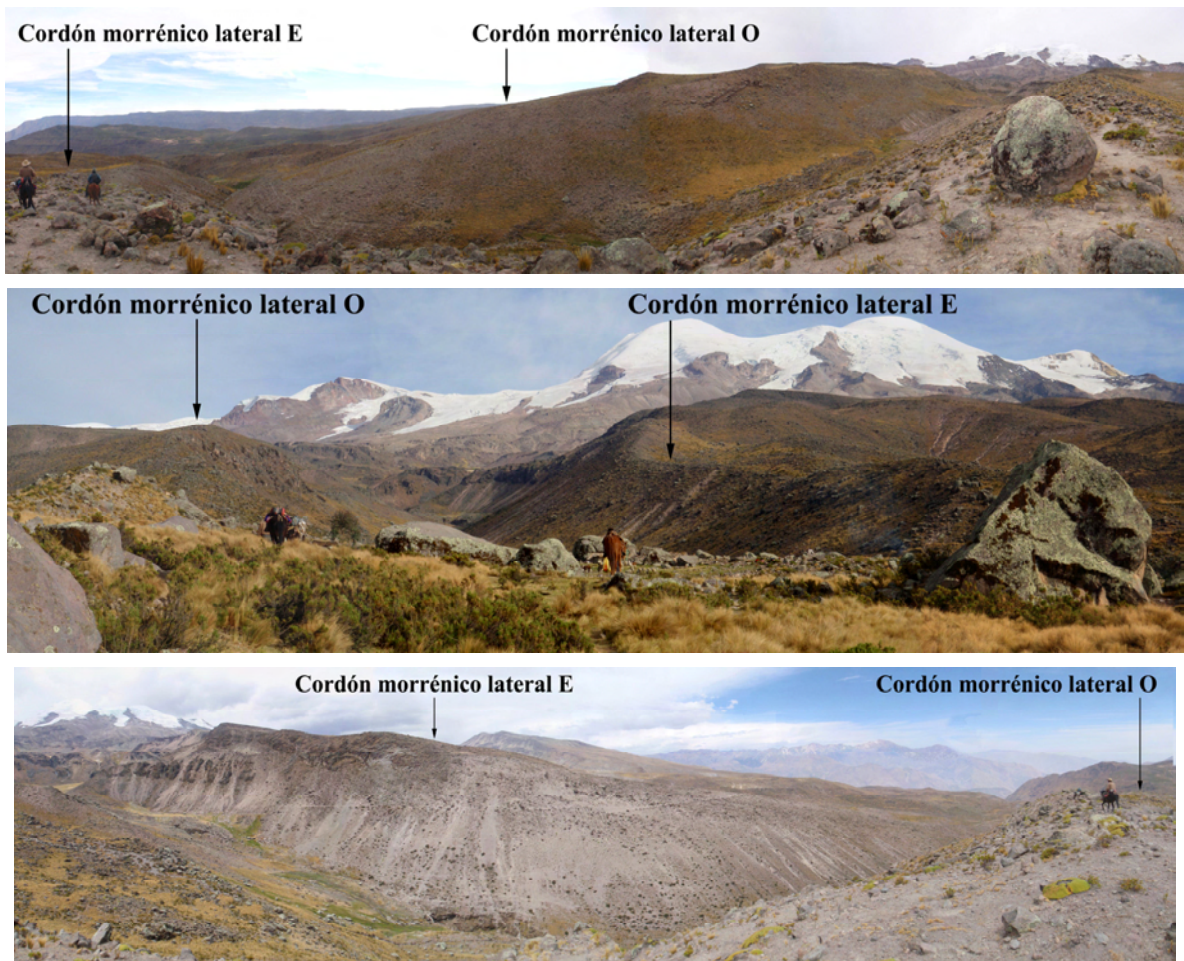
El paleoglaciar Cospanja fue el resultado de la confluencia en la posición de la laguna Cara Cara (4250 m) de las masas de hielo procedentes de los escarpes cartografiados en la figura 3.111 y las que provenían de la cumbre oriental del Nevado Coropuna, donde actualmente se encuentran los glaciares Cospanja 1, 2 y 3. Como consecuencia de la amplitud de su área de captación fue la masa de hielo del sector SE que mayor desarrollo alcanzó durante el Último Máximo Glacial Regional, con una superficie de 27,8 km<sup>2</sup> que representaba un 42% del total (66,5 km<sup>2</sup>). Desde la laguna de Cara Cara el paleoglaciar se encauzó por el profundo cañón que se abre entre los planezes rellenándolo completamente, como demuestra la presencia de las morrenas en el límite superior de sus vertientes (figura 3.119). El paleoglaciar descendió hasta una altitud de 3600 m, cerca de la ubicación actual de la localidad de Viraco.





**Figura 3.119:** panorámica del valle glaciar de la quebrada Cospanja desde su morena oriental.

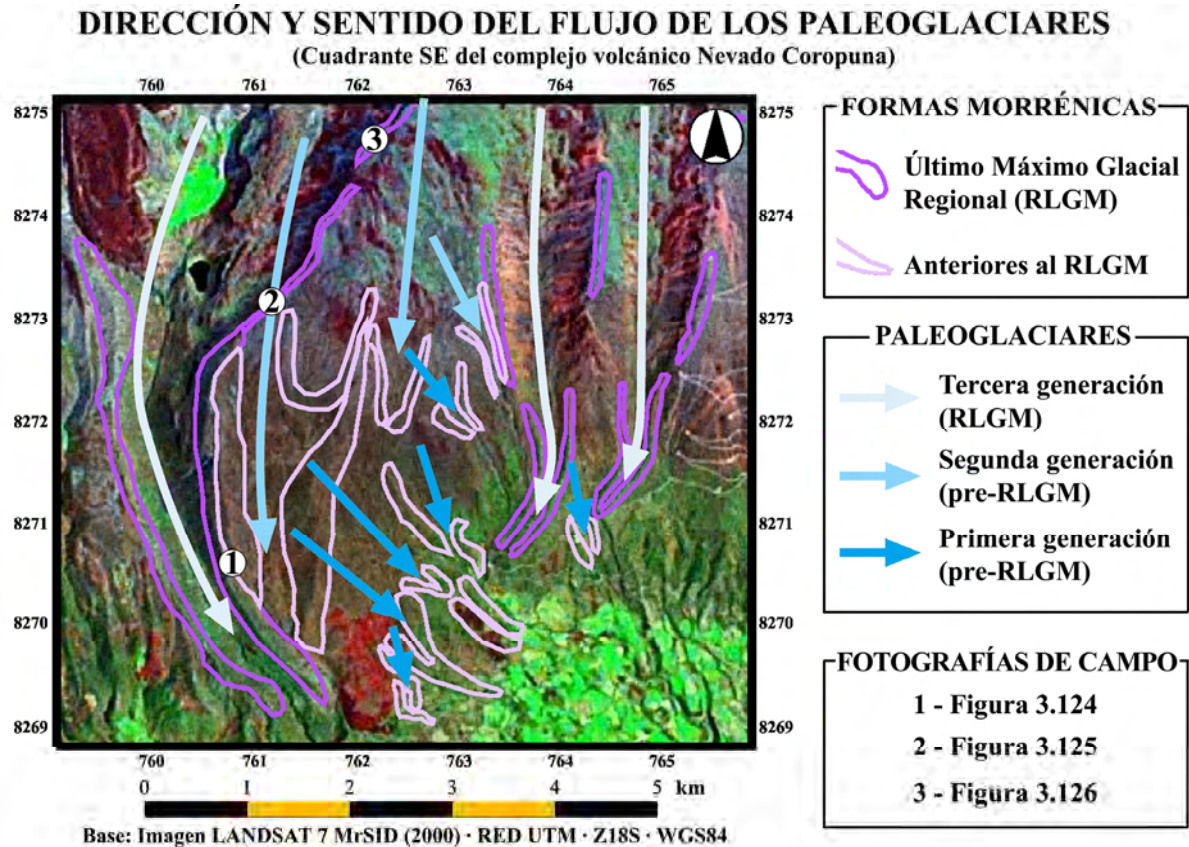
Los demás paleoglaciares del cuadrante SE (Buena Vista Este, Buena Vista Oeste y Huasi) procedían del flanco meridional del área de cumbres. Durante el Último Máximo Glacial Regional alcanzaron dimensiones parecidas, con 8,8, 9,3 y 9,4 km<sup>2</sup>, entre un 13 y un 14% de la superficie total de las masas de hielo en ese sector (66,5 km<sup>2</sup>). Su área fuente se encontraba donde actualmente están los glaciares que drenan hacia esas quebradas (figura 3.54). La confluencia de las masas de hielo debió producirse por encima de los 5000 m, como sucedió durante la Pequeña Edad del Hielo (figura 3.63). Desde esa posición descendieron hasta altitudes de 4110 m (Buena Vista Este), 3845 m (Buena Vista Oeste) y 4145 m (Huasi). Las figuras 3.120, 3.121 y 3.122 son tres vistas panorámicas de esos valles glaciares.



**Figuras 3.120, 3.121 y 3.122:** valles glaciares de las quebradas Buena Vista Este, Buena Vista Oeste y Huasi.



La delimitación de la expansión de las masas de hielo en el sector SE durante el Último Máximo Glacial Regional requirió determinar previamente si las formas morrénicas que se encuentran sobre el planeze comprendido por las quebradas Cospanja y Viques debían atribuirse a esa fase de avance de las masas de hielo o a episodios anteriores. Para abordar ese problema se elaboró un esquema representando los flujos de los paleoglaciares (figura 3.123), deduciéndolos de distribución de las formas morrénicas que fueron cartografiadas en el mapa geomorfológico que se presentó en el capítulo 2 (figura 2.156).



**Figura 3.123:** cartografía de las formas morrénicas emplazadas sobre los planezes del sector SE y esquema de los flujos de los paleoglaciares que las depositaron.



**Figura 3.124:** cordones morrénicos laterales señalados con el número 1 en la figura 3.123, correspondientes al Último Máximo Glacial Regional y a una fase de avance anterior.



En el esquema de la figura 3.123 se diferenciaron tres generaciones de paleoglaciares:

- **Primera generación:** descendieron por las vertientes del dorso de los planezes con dirección NOSE. Sólo se conserva el sector inferior de las formas morrénicas que depositaron. El resto fue dismantelado por el avance de la segunda generación de paleoglaciares.
- **Segunda generación:** progresaron por las laderas de los planezes disectando las morrenas depositadas por la anterior generación de masas de hielo.
- **Tercera generación:** se encauzaron por las quebradas que se abren entre los planezes durante el Último Máximo Glacial Regional y depositaron las morrenas que se conservan en sus divisorias. Su avance no afectó las vertientes de los planezes porque en la parte septentrional la profundización de los valles había formado desniveles demasiado elevados para que los paleoglaciares los remontasen.

La interpretación del esquema de flujos permitió atribuir las morrenas situadas sobre los planezes a fases anteriores al Último Máximo Glacial Regional. La adscripción de la primera generación de esas formas estaba justificada por encontrarse erosionadas por un reavance posterior de las masas de hielo. Sin embargo la determinación de si la segunda generación correspondía al Último Máximo Glacial Regional o a una fase previa era más compleja. En un principio se asignaron a un avance anterior por dos razones:

- 1) El desnivel de los escarpes del límite septentrional de los planezes (figura 3.125) era demasiado elevado. El acceso de las masas de hielo a la posición en la que se encuentran las morrenas tuvo que producirse necesariamente antes Último Máximo Glacial Regional, cuando estaban menos encajados los valles que se abren en la cabecera de los planezes.
- 2) La presencia de morrenas atribuidas al Último Máximo Glacial Regional en el borde de los escarpes (figura 3.126) demostró que durante esa fase los paleoglaciares no alcanzaron las vertientes de los planezes, porque de lo contrario habrían dismantelado esos depósitos.

Finalmente el establecimiento de la cronología absoluta de un bloque de las morrenas de la quebrada Cospanja, con los procedimientos y resultados que serán presentados en el capítulo 5, confirmó la atribución de esas formas al Último Máximo Glacial Regional.



**Figura 3.125:** escarpes del límite NE del planeze comprendido por las quebradas Cospanja y Viques vistos desde el fondo del primero de esos valles. Los escarpes se han señalado con el número 3 en la figura 3.123.



**Figuras 3.126:** cordón morrénico de la quebrada Cospanja, señalado con el número 2 en la figura 3.123 y atribuido al Último Máximo Glacial Regional. Fotografía realizada desde la morrena lateral depositada por una fase de avance anterior de las masas de hielo en el planeze situado entre las quebradas Cospanja-Viques.

### 3.5.5.b) Reconstrucción y depresión de las paleoELAs durante el Último Máximo Glacial Regional

En este apartado se van a discutir las estimaciones de la paleoELA y su depresión durante el Último Máximo Glacial Regional en los sectores NE y SE del Nevado Coropuna. En primer lugar se afrontará un análisis de los resultados obtenidos por diferentes procedimientos, comparando los que se dedujeron por el método AABR, que constituyeron el nivel de referencia de la estrategia de la investigación, con las reconstrucciones elaboradas con otras técnicas. A continuación las paleoELAs AABR del Nevado Coropuna se contrastarán con los resultados alcanzados por otros investigadores en el complejo volcánico y en otras partes de los Andes Centrales. Posteriormente las estimaciones de la depresión de las paleoELAs se insertarán en un modelo regional.

#### COMPARACIÓN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS POR DIFERENTES MÉTODOS

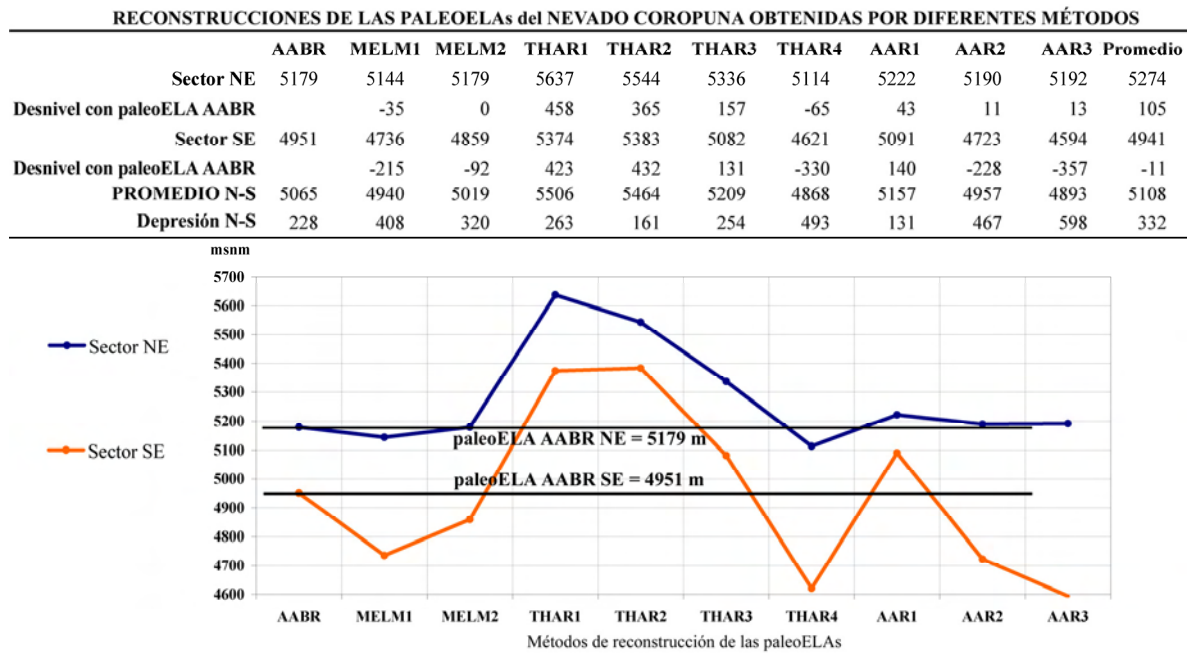
En apartados anteriores se presentaron las paleoELAs de los sectores NE (3.4.2.b) y SE (3.4.3.b) del Nevado Coropuna durante el Último Máximo Glacial Regional, reconstruidas por el método AABR. Ese procedimiento ha sido considerado el que mejores resultados ofrece porque minimiza las distorsiones que pueden producir en el resultado final las características particulares de cada glaciar (Osmaston, 2005; Benn et al., 2005). De ese modo se obtuvieron paleoELAs estadísticamente representativas de cada sector, que permitieron calcular su depresión deduciéndolas de las ELAs estimadas por el mismo método para 2007.

	<u>ELA 2007 (m)</u>	<u>paleoELA RLGM (m)</u>	<u>Depresión paleoELA (m)</u>
<b>Sector NE</b>	<b>5968</b>	<b>5179</b>	<b>789</b>
<b>Sector SE</b>	<b>5862</b>	<b>4951</b>	<b>911</b>

La depresión de la paleoELA geomorfológica del cuadrante NE constituyó un dato fundamental, porque más adelante se utilizó para estimar la paleotemperatura, la paleoELA climática y la paleoprecipitación y elaborar un modelo del balance de masa de los paleoglaciares durante el Último Máximo Glacial Regional (capítulo 4).

Como el procedimiento para reconstruir la paleoELA AABR es de publicación reciente (Osmaston, 2005) y su aplicación es más laboriosa, las estimaciones realizadas anteriormente por otros investigadores en el Nevado Coropuna y en otras áreas de montaña de los Andes Centrales fueron efectuadas por otras técnicas. Por ese motivo y porque es conveniente reconstruir las paleoELAs por diferentes métodos y verificar los resultados de forma cruzada (Benn et al., 2005), las paleoELAs de los sectores NE y SE del complejo volcánico correspondientes al Último Máximo Glacial Regional también se reconstruyeron por los métodos MELM, THAR y AAR, con los resultados que se presentaron en los apartados 3.4.5 y 3.4.6.

La comparación de las paleoELAs se realizó automáticamente, introduciéndolas en la hoja de cálculo que se presenta en la figura 3.127. La tabla recoge el desnivel de las demás paleoELAs con respecto a las que se reconstruyeron por el método AABR, junto con los promedios de las dos vertientes y el desnivel entre los sectores NE y SE. En el gráfico las curvas expresan la variación de las paleoELAs en función del procedimiento empleado para su reconstrucción, las líneas negras el nivel de referencia de cada sector (definido por la paleoELA AABR) y la distancia de los puntos en cada columna el desnivel entre las dos vertientes.



**Figura 3.127:** comparación de las reconstrucciones de las paleoELAs de los sectores NE y SE.

El gráfico confirmó dos hechos: la existencia de una depresión hacia el Sur, que fue detectada en todas las estimaciones (con un promedio de 332 m), y considerables divergencias entre los resultados obtenidos por diferentes procedimientos.

En el sector NE los resultados sugeridos por los métodos MELM y AAR fueron muy semejantes a la paleoELA AABR, pero los que se dedujeron de la aplicación del método THAR fueron bastante más elevados, con excepción de la paleoELA THAR 4 (-65 m). Sin embargo en el SE las paleoELAs estimadas por el método MELM fueron significativamente más reducidas que las paleoELA AABR (408 y 320 m), reflejando los efectos de la erosión, que favorecen las fuertes pendientes que caracterizan esa vertiente. En ese cuadrante las paleoELAs AAR fueron muy diferentes a las paleoELAs AABR, al igual que las que se reconstruyeron por el método THAR.

Además de reflejar y cuantificar las diferencias existentes entre las estimaciones realizadas en cada sector por diferentes procedimientos, el gráfico de la figura 3.128 reveló tres circunstancias que demostraron la validez y la representatividad estadística de los resultados obtenidos por el método AABR:

- 1) Las series de paleoELAs de ambas vertientes presentan una correlación de un 89%.
- 2) En el sector NE seis reconstrucciones de la paleoELA (MELM 1 y 2, THAR4 y AAR1, AAR2 y AAR3) sugirieron resultados muy próximos a la paleoELA AABR.
- 3) En el sector SE, donde las estimaciones elaboradas por otros métodos quedaron más alejadas, el desnivel de su promedio con respecto a la paleoELA AABR se redujo a -11 m.

Las divergencias de los resultados alcanzados por diferentes métodos, causadas por las diferencias individuales de los paleoglaciares, justificaron la utilización del método AABR, que minimizó las diferencias utilizando procedimientos estadísticos. No obstante la mejor validación del método se alcanzó durante las siguientes etapas de la investigación, cuando los resultados obtenidos permitieron elaborar modelos compatibles con el contexto y los *proxys* paleoclimáticos regionales, ofreciendo explicaciones coherentes de los cambios climáticos pasados, presentes y futuros (capítulo 4) y las variaciones de las cronologías absolutas de las fases glaciares con respecto a otros sectores de los Andes Centrales (capítulo 5).



## CONTEXTUALIZACIÓN REGIONAL DE LOS RESULTADOS

Las paleoELAs correspondientes al Último Máximo Glacial Regional en los Andes Centrales recopiladas por Mark et al (2005) proporcionaron el marco de referencia para contrastar las reconstrucciones realizadas en el Nevado Coropuna. Las paleoELAs resumidas por esa publicación fueron estimadas por las mismas investigaciones que reconstruyeron las ELAs actuales en los 66 sitios localizados las tres regiones geográficas que definieron en los Andes Centrales (figura 3.106), Cordillera Blanca, Andes Centrales de Perú y Andes Centrales de Bolivia. El trabajo también incluyó las paleoELAs de los 17 lugares de la cordillera occidental próximos al Nevado Coropuna que Dornbusch (2002) estableció en el Nevado Sara Sara, el Nevado Solimana y las áreas glaciadas de los cerros Yanahuara y Jollpa.

Como en el caso de las ELAs actuales, la recopilación de Mark et al (2005) reflejó una gran diversidad de técnicas para reconstruir las paleoELAs. En muchos casos los métodos empleados en un mismo sitio variaron con respecto a los que se habían utilizado para las ELAs actuales:

- **Método THAR:** citado en 47 sitios con diferentes valores del ratio, THAR=0,40-0,20 en 38 lugares de los Andes del Norte (Rodbell, 1991; Rodbell, 1992), THAR=0,37 en 7 lugares de los Andes de Bolivia (Seltzer, 1992; Seltzer et al., 1995; Wagnon et al., 1999) y THAR=0,55 en dos lugares de la cordillera Vilcanota (Mark & Seltzer, 2002).
- **Método AAR:** aplicado en la Cordillera Quimsa Cruz (Bolivia) con un ratio AAR=0,77 (Seltzer et al., 1995; Seltzer, 1994a; Seltzer, 1994b) y con AAR=0,67 en los 17 casos de la cordillera occidental investigados por Dornbusch (2002), quien también usó los métodos MELM y MID.

Una de las aportaciones del presente trabajo de investigación es haber empleado el mismo método para evaluar las ELAs actuales y las paleoELAs. Para contrastar los resultados obtenidos con los que Mark et al (2005) incluyeron en su publicación los datos se introdujeron en una hoja de cálculo como la que sirvió para contextualizar las ELAs actuales (figura 3.106). Utilizando los mismos criterios y conjuntos geográficos que entonces, se calcularon los promedios de cada grupo y sus desniveles con respecto a las paleoELAs del Nevado Coropuna (figura 3.128). Dependiendo de si existía una orientación predominante, se empleó el valor de la paleoELA de los sectores NE o SE o el promedio de las dos, según se indica entre paréntesis en la denominación de los conjuntos geográficos.

### CONTEXTUALIZACIÓN REGIONAL DE LAS paleoELAs

paleoELAs DE LOS ANDES CENTRALES Mark et al (2005)			paleoELAs del Nevado Coropuna (1955)		
			Promedio NE-SE <sup>a</sup>	NE <sup>b</sup>	SE <sup>c</sup>
			5065	5179	4951
Conjuntos geográficos	Sitios <sup>1</sup>	Promedio paleoELA <sup>2</sup>	<sup>3</sup> Desnivel		
Región de los Andes Centrales (a)	66	4298	767		
Cordillera Blanca (a)	21	4251	814		
Andes Centrales de Perú (a)	36	4252	814		
Andes Centrales de Bolivia (a)	9	4673	392		
Cordillera oriental (a)	19	4118	947		
Cordillera occidental (a)	17	4793	272		
Vertientes septentrionales (b)	13	4647	532		
Vertientes meridionales (c)	38	4281	670		
Orientación NE (b)	7	4521	658		
Orientación SE (c)	1	4850	101		
<b>Promedio</b>			<b>597</b>		

<sup>1</sup>Número de sitios <sup>2</sup>Promedio de las paleoELAs de la región

<sup>3</sup>Desnivel de las paleoELAs del Nevado Coropuna con respecto al promedio de las paleoELAs de la región (utilizando como referencia la paleoELA del complejo volcánico que se indica en cada conjunto entre paréntesis).

en los Andes Centrales y las reconstrucciones elaboradas en el presente trabajo de investigación para el Nevado Coropuna.

Al igual que las ELAs actuales, las paleoELAs incluidas en la recopilación de Mark et al (2005) presentan notables diferencias entre sí. A pesar de todo los promedios de cada conjunto reflejan una tendencia ascendente hacia el Sur y hacia el Oeste de la región, en el mismo sentido que se incrementa la aridez, coherente con los patrones del clima regional. Las paleoELAs son más elevadas en el Nevado Coropuna que en las demás regiones, siendo mayor su desnivel con respecto a los territorios septentrionales más húmedos que con relación a los Andes Centrales de Bolivia, más áridos que la Cordillera Blanca y los Andes Centrales de Perú, pero menos que la región donde se encuentra el complejo volcánico.

Cuando los datos se analizaron agrupándolos por cordilleras el comportamiento de los promedios de las paleoELAs fue similar, siendo notablemente superiores en la cordillera oriental que en la cordillera occidental. No obstante la tendencia de la paleoELA a deprimirse entre la vertiente septentrional y la meridional por efecto de las diferencias en la exposición a la radiación solar, observada a escala local en los sectores NE y SE del Nevado Coropuna, no se refleja en los datos recopilados por Mark et al (2005). La razón es la misma por la que tampoco se puso de manifiesto en las ELAs actuales. El conjunto de datos con orientación SE sólo consta de un sitio que esta en el Nevado Solimana, muy cerca del Nevado Coropuna, pero tres de los siete lugares con exposición NE están en la Cordillera Blanca y otro se encuentra en la Cordillera Real de Bolivia, rebajando el promedio de las paleoELAs del grupo como consecuencia de la humedad del clima. No obstante en este caso conviene considerar que otra causa probable es el papel desempeñado por el altiplano en la vertiente septentrional del complejo volcánico, imponiendo un límite topográfico a la depresión de la paleoELA.

Utilizando el método AAR Dornbusch (2002) obtuvo una paleoELA de 4750 m en el mismo sitio del SO del Nevado Coropuna donde había estimado el valor de la ELA actual. Ese valor de la paleoELA quedó casi 200 m por debajo del resultado alcanzado en el presente trabajo para el sector SE por el método AABR (4951 m), basado en un análisis más exhaustivo que incluyó seis paleoglaciares del sector SE.

La explicación de ese desnivel es que Dornbusch (2002) empleó el ratio  $AAR=0,67$ , que Kaser & Osmaston (2002) habían considerado más apropiado para los trópicos, cuya utilización implica asumir que la zona de acumulación equivale a un 67% de la superficie total del paleoglaciario. Sin embargo los análisis realizados durante el presente trabajo demostraron que, aunque ese ratio es bastante aproximado en el cuadrante NE (apartado 3.4.5.f), no lo es en el flanco SE del complejo volcánico (apartado 3.4.6.f):

**-En el sector NE** la paleoELA estimada con un ratio  $AAR=0,67$  (5222 m) fue bastante parecida a la paleoELA reconstruida por el método AABR (5179 m), con un desnivel entre ambas de 43 m. La determinación del valor del ratio AAR en el sistema de información geográfica indicó un resultado muy semejante ( $AAR=0,63$ ), y la reconstrucción de la paleoELA con ese ratio sugirió un resultado (5190 m) que superaba en sólo 11 m el nivel de la paleoELA AABR (5179 m).

**- En el sector SE**, donde los aparatos glaciares experimentaron una marcada elongación por efecto de la pendiente, implicando una reducción de sus zonas de acumulación (figura 3.75), la aplicación de los mismos procedimientos demostró que el valor del ratio  $AAR=0,67$  utilizado por Dornbusch (2002) era demasiado alto, porque la paleoELA AAR (5091 m) fue 141 m mayor que la paleoELA AABR (4951 m). Por otra parte, el ratio calculado en el sistema de información geográfica ( $AAR=0,34$ ) fue significativamente menor que el propuesto por Kaser & Osmaston (2002), reflejando la elongación de las masas de hielo, y la paleoELA AAR deducida de su aplicación (4594 m) fue 356 m más elevada que la paleoELA AABR (4951 m).

### **INSERCIÓN DE LAS PALEOELAS DEL NEVADO COROPUNA EN UN MODELO REGIONAL**

Después de contrastar las reconstrucciones de las paleoELAs del Nevado Coropuna durante el Último Máximo Glacial Regional con las que otros investigadores alcanzaron en el complejo volcánico y en otras áreas de los Andes Centrales, la discusión de los resultados que se han presentado en este capítulo va a finalizar insertando las estimaciones de la depresión de la paleoELA en un modelo regional publicado por Klein et al (1999).

Continuando con la línea de investigación iniciada anteriormente por Fox (1993) y Fox & Bloom (1994), Klein et al (1999) desarrollaron una versión más elaborada que incluía tres modelos digitales que representaban respectivamente:

- 1) Las altitudes de las *snowlines* actuales.
- 2) Las altitudes de las *snowlines* en el Último Máximo Glacial Regional.
- 3) La depresión de las *snowlines* durante el Último Máximo Glacial Regional con respecto al presente, obtenido mediante la sustracción de los anteriores.

La elaboración de los modelos se basó en la consideración de que la altitud de la *snowline* y la ELA eran equivalentes, y consistió en realizar una delimitación sistemática sobre imágenes de satélite de la cubierta nival y las evidencias geomorfológicas de la última expansión glacial en la región de los Andes Centrales. Aunque Klein et al (1999) reconocieron que la asunción de esa equivalencia es incorrecta y sus estimaciones probablemente se encontraban por debajo del valor real de la ELA y la paleoELA, el modelo reflejó sus directrices regionales porque, como ha sido señalado con anterioridad, cuando la *snowline* se encuentra en un nivel inferior al de la ELA las tendencias de ambas son paralelas (Andrews, 1975; Klein et al., 1999).

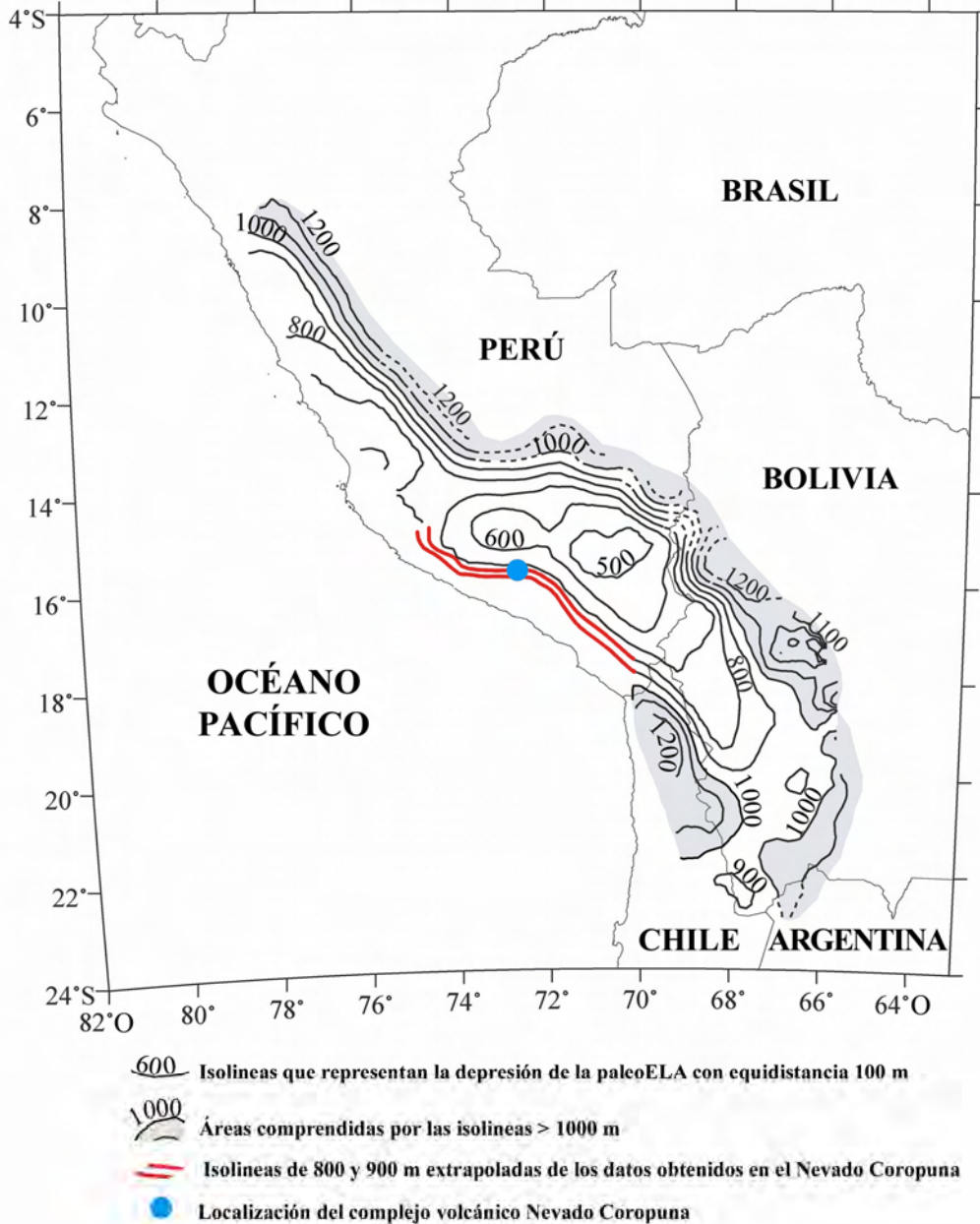
Con los modelos digitales Klein et al (1999) generaron tres mapas de isolíneas que representaban la distribución espacial de los tres parámetros, las altitudes de las *snowlines* en el presente y en el Último Máximo Glacial Regional, y su depresión entre ambas fases. Precisamente por el hecho de infraestimar el valor real de las ELAs y la paleoELAs los dos primeros mapas no permitieron integrar los resultados alcanzados en el presente trabajo, porque las altitudes de las *snowlines* eran notablemente más reducidas. Sin embargo las estimaciones de la depresión de las paleoELAs en los sectores NE y SE del Nevado Coropuna encajaron con exactitud en el tercer mapa, que representaba el valor de la depresión de las *snowlines* durante el Último Máximo Glacial Regional.

La figura 3.129 es una versión de esa cartografía modificada del original, en la que Klein et al (1999) representaron la depresión de las *snowlines* utilizando isolíneas con 100 m de equidistancia y destacaron en color gris los territorios comprendidos por la curva de nivel de 1000 m, donde la depresión superaba ese valor. En el mapa se ha localizado con un punto azul el emplazamiento del Nevado Coropuna, y se han representado en color rojo las isolíneas de 800 y 900 m, extrapoladas de las estimaciones de la depresión de la paleoELA en los sectores NE y SE del complejo volcánico (789 y 911 m). De ese modo se ha rellenado el vacío que presentaban los mapas de Klein et al (1999), Fox (1993) y Fox & Bloom (1994) en la fachada occidental de los Andes Centrales entre 14°S y 17°S, como consecuencia de la carencia de datos debida a la ausencia de investigaciones desarrolladas en ese sector. Esa contribución al conocimiento de la magnitud de la paleoELA y su depresión durante el Último Máximo Glacial Regional en la cordillera occidental de los Andes Centrales ha constituido una de las principales aportaciones del presente trabajo de investigación.



## DEPRESIÓN DE LA PALEOELA EN LOS ANDES CENTRALES DURANTE EL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL REGIONAL

(Modificado de Klein et al 1999)



**Figura 3.129:** depresión de las paleoELAs durante el Último Máximo Glacial Regional.

El modelo de la depresión de las snowlines de Klein et al (1999) refleja fielmente dos hechos relacionados con las ELAs y las paleoELAs:

- Su tendencia a elevarse hacia el Este y hacia el Sur de la región, en el mismo sentido que se incrementa la aridez del clima.
- El límite topográfico que la presencia del altiplano impone a la depresión de la paleoELA, que se ha comentado en este trabajo de investigación y fue señalado anteriormente por Clapperton (1992) y Klein et al (1999). Por ese motivo el territorio correspondiente a la altiplanicie puede reconocerse fácilmente en el mapa, por aparecer comprendido por las isolíneas de 500 y 800 m.

## 3.6. CONCLUSIONES

En este capítulo se ha analizado la evolución reciente de los glaciares y la expansión de los paleoglaciares durante la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional, examinando los cambios de sus superficies y ELAs o paleoELAs con las siguientes herramientas:

**1) Cartografías geomorfológicas** elaboradas en el sistema de información geográfica, incluyendo la delimitación de las siguientes unidades:

- El sistema glaciar y modelos espaciales de sus ELAs estimadas por el método AA, en 2007, 1986 y 1955.
- Siete glaciares del sector NE y once glaciares del sector SE, junto con modelos espaciales de sus ELAs y paleoELAs reconstruidas por el método AABR, en 2007, 1986, 1955, la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional.

**2) Bases de datos asociadas a los mapas**, en las que se tabularon los valores de las superficies y las ELAs o paleoELAs.

**3) Hojas de cálculo** programadas para estimar automáticamente:

- Las ELAs del sistema glaciar en 2007, 1986 y 1955 (usando el método AA).
- Las ELAs de los glaciares de los sectores NE y SE, en 2007, 1986, 1955, y sus paleoELAs durante la Pequeña Edad del Hielo (empleando el método AABR).
- Las paleoELAs de los glaciares de los sectores NE y SE durante el Último Máximo Glacial Regional, utilizando los métodos AABR, MELM, THAR y AAR.
- Pronósticos sobre la evolución en el futuro del sistema glaciar y las masas de hielo de los sectores NE y SE, basados en los cambios observados en sus superficies y ELAs en 2007 con respecto a 1986 y 1955.

Además los siguientes resultados publicados por otros investigadores se incorporaron en el sistema de información geográfica y las bases de datos:

**1) Delimitaciones del sistema glaciar procedentes de publicaciones anteriores:**

- Inventario de Glaciares de Perú (Ames et al., 1988).
- Mapa Preliminar de Amenaza Volcánica el Nevado Coropuna (Núñez & Valenzuela, 2001).
- Estudio de la Evolución de la Cobertura Glaciar del Nevado Coropuna entre 1955 y 2003 (Silverio, 2004).
- Ensayo de la utilización de modelos digitales del terreno para aplicaciones glaciológicas en el Nevado Coropuna (Racoviteanu, 2004; Racoviteanu et al., 2007).

**2) Reconstrucciones de ELAs actuales y paleoELAs del Último Máximo Glacial Regional en 66 sitios de los Andes Centrales**, recopiladas en Mark et al (2005).

**3) Un modelo de las snowlines en el presente y durante Último Máximo Glacial Regional**, elaborado por Klein et al (1999).

Con esos instrumentos de análisis se obtuvieron los resultados que se han presentado en este capítulo y se afrontó su discusión, de la que se dedujeron las siguientes conclusiones:

### 3.6.1. La evolución reciente de los glaciares

Desde mediados del siglo XX las masas de hielo del Nevado Coropuna han experimentado una marcada tendencia a reducirse. Durante ese periodo la superficie global del sistema glaciar pasó de medir 56 km<sup>2</sup> en 1955, a 54 km<sup>2</sup> en 1986 y 47 km<sup>2</sup> en 2007. Los datos demuestran que la deglaciación se ha acelerado desde mediados de la década de los años 80'. Entre 1955 y 1986 la superficie del conjunto de todas las masas de hielo del complejo volcánico disminuyó un 1,9%, y entre 1955 y 1986 lo hizo en un 8,4%.

El proceso también se ha reflejado en la variación de los niveles de la ELA, que en 1955 se encontraba en 5852 m y en 1986 y 2007 se elevó respectivamente hasta 5864 y 5910 m. Esos niveles fueron estimados a escala del sistema glaciar y ofrecen una aproximación media. Las reconstrucciones elaboradas en los sectores NE y SE fueron mucho más precisas y sirvieron como referente en la cuarta etapa de la investigación, para obtener los resultados que se presentarán en el capítulo 4.

Los resultados de la medición de la superficie del sistema glaciar difieren considerablemente de los que sugirieron publicaciones precedentes (Silverio, 2004; Ames et al., 1988; Núñez & Valenzuela, 2001; Racoviteanu et al., 2007). La discusión ha demostrado que esas divergencias se debieron a los errores que cometieron los autores de esos trabajos como consecuencia de haber contabilizado como masas de hielo áreas que en realidad estaban cubiertas exclusivamente por nieve. Por la misma razón los resultados alcanzados en esas investigaciones también presentan notables diferencias entre sí, vinculadas con tres factores:

- La fecha de las bases geográficas empleadas (mapas topográficos, fotografías aéreas o imágenes de satélite).
- La cuantía de las precipitaciones recibidas durante el verano anterior.
- Lo favorables que fueron las condiciones ambientales para la conservación de la nieve, durante los periodos definidos por las fechas de las bases geográficas.

Los resultados del análisis en detalle de la evolución de las masas de hielo de los sectores NE y SE del edificio oriental del complejo volcánico fueron coherentes con los datos deducidos previamente a escala del sistema glaciar:

- La superficie de los glaciares del sector NE, que en 1955 sumaba 2,9 km<sup>2</sup>, se redujeron hasta 2,7 km<sup>2</sup> en 1986 y 2,3 km<sup>2</sup> en 2007, y sus ELAs se incrementaron en las mismas fechas desde 5923 m hasta 5929 y 5968 m.
- Los aparatos del cuadrante SE tenían en las tres fechas superficies más amplias y ELAs menos elevadas, como consecuencia de su orientación más favorable para la conservación de las masas de hielo. Esos glaciares demostraron la misma tendencia que los del sector NE. Su extensión total se redujo desde los 10,3 km<sup>2</sup> que tenía en 1955 hasta 9,9 y 8,1 km<sup>2</sup> en 1986 y 2007, y sus ELAs correspondientes las mismas fechas pasaron respectivamente de 5844 m a 5853 y 5862 m.

Las ELAs de los glaciares actuales o subactuales del Nevado Coropuna son notablemente superiores que las estimadas en otras regiones de los Andes Centrales, demostrando la tendencia de ese parámetro a incrementarse hacia el Oeste y hacia el Sur de la cordillera, en el mismo sentido que la aridez del clima.



### **3.6.2. Pronósticos sobre la evolución de los glaciares en el futuro**

Las tendencias detectadas en las superficies y ELAs de las masas de hielo del Nevado Coropuna se emplearon para calcular sus tasas de deglaciación y deducir las fechas de su probable desaparición en cinco escenarios diferentes. Los más optimistas se definieron considerando que se reprodujesen en el futuro las tendencias observadas en 2007 con respecto a 1955 (escenario 1) y 1986 (escenario 2). Para contemplar la posibilidad de que el proceso esté produciéndose aceleradamente también se plantearon otros escenarios contemplando tasas de deglaciación equivalentes al aumento observado entre 1955-2007 y 1986-2007 (escenario 3) o al doble (escenario 4) o el triple (escenario 5) de dicho incremento.

Los pronósticos que se dedujeron de la evolución de las superficies en los escenarios 1 y 2 situaron la fecha de desaparición del conjunto de las masas de hielo (horizonte sin glaciares) más allá del siglo XXI.

Las previsiones sobre el calentamiento global en las próximas décadas, que se expondrán en el capítulo 4, indican que lo más probable es que el futuro se parezca en mayor medida a los escenarios más pesimistas, de manera que pueden desestimarse los resultados sugeridos por los escenarios 1 y 2. Los análisis realizados a escala del sistema glaciar empleando como geoindicador la superficie sugirieron que en los escenarios 3, 4 y 5 las masas de hielo desaparecerían en 2095, 2051 ó 2036.

La interpretación de las predicciones basadas en las tendencias de las ELAs es diferente. No establecen cuando se completaría la deglaciación sino el momento en el que la ELA se elevaría sobre los glaciares provocando la desaparición de su zona de acumulación, destinándolos a desaparecer en el plazo de tiempo que las condiciones ambientales precisasen para fundir la masa de hielo restante. Los resultados indicaron que el sistema glaciar alcanzaría ese estado terminal en 2150 en el escenario 3, 2079 en el escenario 4 y 2055 en el escenario 5.

No obstante en una montaña el proceso de deglaciación no se produce simultáneamente, afecta más rápidamente a las masas de hielo que se encuentran en un contexto geoecológico menos favorable y con mayor lentitud a las que disfrutan de condiciones más propicias para su conservación. Por ese motivo se elaboraron pronósticos sobre el futuro de los aparatos que se diferenciaron en los sectores NE y SE del sistema glaciar. Desde un punto de vista aplicado esa cuestión tiene gran interés porque puede contribuir a establecer prioridades en las políticas de adaptación de las poblaciones locales al cambio climático, a medida que se reduzca la reserva hídrica de la que dependen sus actividades agrícolas, en función de la cuenca hidrográfica a la que pertenezcan y las previsiones sobre la evolución de las masas de hielo que se encuentran en sus cabeceras.

El ordenamiento de los glaciares en función de la fecha en la que se produciría su desaparición, que pretendió proporcionar la información necesaria para planificar esas actuaciones, indicó que los aparatos de la vertiente meridional del Nevado Coropuna, que abastecen las áreas donde se concentra la población, podrían dejar de existir en la segunda mitad de este siglo o en las primeras décadas del siglo XXII.

Los resultados sugieren la necesidad de emprender a la mayor brevedad posible la planificación de las medidas de mitigación, porque su implantación requerirá profundos cambios estructurales y prolongados plazos de ejecución, que podrían sobrepasar las fechas de desaparición de los glaciares en los escenarios más pesimistas.

### **3.6.3. La expansión de los paleoglaciares durante la Pequeña Edad del Hielo y la interpretación del proceso de deglaciación.**

En el apogeo de la Pequeña Edad del Hielo los paleoglaciares del Nevado Coropuna alcanzaron una superficie de 3,3 km<sup>2</sup> en el sector NE y 11,9 km<sup>2</sup> en el sector SE, y sus paleoELAs descendieron hasta 5886 y 5776 m, implicando una depresión de 82 y 86 m con respecto a las ELAs de 2007, 5968 en la vertiente septentrional y 5862 m en la meridional.

Las estimaciones de la depresión de la paleoELA permitieron elaborar las reconstrucciones paleoclimáticas que se van a presentar en el capítulo 4. Su discusión sugirió que la Pequeña Edad del Hielo comenzó a principios del siglo XVI, alcanzó su máximo avance en el XVII y se prolongó hasta finales del XIX.

En apenas medio siglo, desde que terminó esa fase hasta 1955, la superficie de los glaciares se redujo en un 13%, y sus ELAs se incrementaron 37 m en el flanco NE y 11 m en el SE. La evolución de los mismos parámetros entre 1955 y 2007 refleja que en un periodo de tiempo similar las superficies se redujeron un 21% y las ELAs se elevaron 45 y 75 m, demostrando la aceleración del proceso de deglaciación.

### **3.6.4. La expansión de los paleoglaciares durante el Último Máximo Glaciar Regional**

En el Último Máximo Glaciar Regional los paleoglaciares de los sectores NE y SE del Nevado Coropuna alcanzaron una superficie de 31,6 km<sup>2</sup> en la vertiente septentrional y 66,5 km<sup>2</sup> en la meridional, y sus paleoELAs descendieron respectivamente hasta 5179 y 4951 m.

Coherentemente con las tendencias que caracterizan al clima de los Andes Centrales y el comportamiento de las ELAs actuales esas paleoELAs son notablemente más elevadas que en otras regiones de la cordillera, reflejando su incremento en el mismo sentido que se reducen las precipitaciones.

La valoración de la depresión de la paleoELA en la vertiente septentrional del Nevado Coropuna (789 m) es menor que en el flanco meridional (911 m), reflejando el límite topográfico impuesto por la presencia del altiplano al descenso altitudinal de las masas de hielo. Esos datos permitieron abordar las reconstrucciones paleoclimáticas correspondientes al Último Máximo Glaciar Regional que se expondrán en el capítulo 4.

Las estimaciones de la depresión de la paleoELA al NE y al SE del complejo volcánico se insertaron con exactitud en el modelo regional de las *snowlines* del Último Máximo Glaciar Regional elaborado por Klein et al (1999), demostrando la validez de los métodos empleados y los resultados obtenidos, que contribuyen a rellenar el vacío existente en el estado actual del conocimiento de esa cuestión en el intervalo de la cordillera occidental de los Andes Centrales comprendido entre 14°S y 17°S de latitud.

### **3.6.5. Los métodos de reconstrucción de las ELAs y paleoELAs**

De acuerdo con las opiniones expresadas en publicaciones anteriores (Osmaston, 2005; Benn et al., 2005), el ensayo de diferentes procedimientos de estimación de las paleoELAs en el presente trabajo de investigación ha demostrado que el método *Area x Altitud Balance Ratio* permite obtener resultados más precisos, representando la mejor opción desde un punto de vista metodológico no solamente por esa razón, sino también porque permite utilizar la misma técnica para analizar las ELAs y paleoELAs de las masas de hielo.





## **Capítulo 4**

# **EVALUACIÓN DE IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LOS GLACIARES Y PALEOGLACIARES**



## 4.1. INTRODUCCIÓN

Según las hipótesis en las que se ha basado el presente trabajo de investigación (apartado 1.3) cuando finalizó la expansión de los paleoglaciares sus paleoELAs geomorfológicas se situaron en el nivel de la paleoELA climática y las masas de hielo alcanzaron un estado de equilibrio con el clima. Si se asume que ese planteamiento es válido el desnivel de las ELAs geomorfológicas con respecto a la ELA climática (estimada en un modelo del balance de masa de los glaciares actuales) puede emplearse como criterio para evaluar el impacto del cambio climático en los glaciares actuales, y los modelos del balance de masa de los paleoglaciares como instrumento para deducir las condiciones paleoambientales que propiciaron su expansión.

La reconstrucción del balance de masa de un glaciar implica la determinación de su ELA, porque si se conoce el valor de la acumulación y la ablación en cada altitud puede deducirse automáticamente en qué nivel se equilibran ambos parámetros. De ese modo se calculan las ELAs glaciológicas o hidrológicas de los glaciares sometidos a observaciones sistemáticas, en los que los datos empleados para reconstruir el balance de masa proceden de dos fuentes de información que se revisan periódicamente: balizas y pozos de nieve instalados en transectos longitudinales de las masas de hielo y estaciones de aforo construidas en los cauces de los colectores del drenaje proglaciar. Basándose en ese tipo de observaciones Kuhn (1981, 1984 y 1989) analizó la influencia de los cambios de la temperatura y la precipitación en la ELA, enunciando ecuaciones matemáticas que permiten elaborar modelos del balance de masa de glaciares actuales. Otros trabajos desarrollaron líneas de investigación semejantes (Oerlemans, 1989; Oerlemans & Hoogendoorn, 1989) realizando simulaciones para evaluar la respuesta de las masas de hielo al cambio climático. Esos procedimientos pueden ser especialmente útiles en los Andes Centrales, donde se necesita conocer el estado de varios miles de glaciares que en muchos casos se encuentran en áreas remotas y de difícil acceso. Kaser (1995) expuso un marco teórico de la respuesta de los glaciares tropicales al cambio climático en el que se basaron Klein et al (1999) para elaborar un modelo de las *snowlines* del presente y el Último Máximo Glacial Regional en los Andes Centrales, relacionando estimaciones de la temperatura y la precipitación con parámetros glaciológicos. Más recientemente Kull (1999) y Kull et al (2000, 2002, 2003, 2008) incorporaron otras variables climáticas (nubosidad, humedad relativa, velocidad del viento y radiación global), además de la temperatura y la precipitación, para reconstruir el balance de masa de paleoglaciares del Norte de Chile y Argentina durante el Pleistoceno final.

El problema que se deduce de la utilización de variables climáticas es que salvo que se instalen sistemas automáticos de medición '*in situ*', requieren la utilización de registros procedentes de estaciones cuya representatividad espacial no siempre está suficientemente justificada. Klein et al (1999) redujeron considerablemente la indeterminación debida a la utilización de datos procedentes de esas fuentes empleando un procedimiento que sólo requería conocer la temperatura y la precipitación. En el presente trabajo se ha redefinido esa propuesta para generar un modelo del balance de masa de los glaciares actuales de los sectores NE y SE del Nevado Coropuna, cuyas ELAs y paleoELAs geomorfológicas fueron reconstruidas en el capítulo 3. El modelo del balance de masa se reveló como un eficaz instrumento para evaluar el impacto del cambio climático en los glaciares actuales, realizar simulaciones de la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional que permitieron estimar el valor de la paleotemperatura y la paleoprecipitación en esas fases, y ensayar los efectos que tenían en las masas de hielo las previsiones sobre el calentamiento global durante el siglo XXI del *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC).



## 4.2. OBJETIVOS

El **objetivo general** de la cuarta etapa del trabajo de investigación consistió en generar los instrumentos que permitiesen evaluar el impacto del cambio climático en los glaciares actuales, deducir las condiciones paleoclimáticas en la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional y estimar las consecuencias de las previsiones del grupo de expertos del *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) en la evolución de las masas de hielo durante las próximas décadas.

Según las hipótesis de la investigación que fueron expuestas en el capítulo 1, el impacto del cambio climático en los glaciares puede evaluarse interpretando el desnivel de las ELAs y paleoELAs climáticas con respecto a las ELAs y paleoELAs geomorfológicas. Asumiendo la validez de esos planteamientos y contando con los resultados obtenidos en la anterior etapa de la investigación (que se presentaron en el capítulo 3), para generar las herramientas que permitiesen alcanzar el objetivo general se definieron los siguientes **objetivos específicos**:

- 1) Determinar los regímenes actuales de la temperatura del aire, la temperatura del suelo y la precipitación, construyendo diagramas bioclimáticos que describiesen la duración e intensidad de la estación seca.
- 2) Medir la frecuencia de los ciclos de congelación y deshielo, las condiciones de congelación permanente y la ausencia de la helada en el aire y en el interior del suelo.
- 3) Calcular los gradientes verticales de las temperaturas del aire y el suelo.
- 4) Elaborar un modelo del balance de masa de los glaciares actuales, estimar la ELA climática y evaluar su desnivel con respecto a las ELAs geomorfológicas reconstruidas en la anterior etapa de la investigación (capítulo 2).
- 5) Deducir la depresión de las paleotemperaturas del aire y el suelo en la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional relacionando los gradientes térmicos verticales con las estimaciones de la depresión de las paleoELAs geomorfológicas durante esas fases (capítulo 2).
- 6) Reconstruir modelos del balance de masa de los paleoglaciares en la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional y estimar las paleoELAs climáticas y su desnivel con respecto a las paleoELAs geomorfológicas de esos periodos (capítulo 2).
- 7) Evaluar la cuantía de la paleoprecipitación en la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional y construir diagramas bioclimáticos que expresen las condiciones paleoclimáticas en ambas fases.
- 8) Forzar el valor de la temperatura y la precipitación en el modelo del balance de masa de los glaciares actuales para evaluar el incremento de la ELA climática.

## 4.3. METODOLOGÍA

La metodología para alcanzar los objetivos previstos en la cuarta etapa de la investigación se desarrolló en siete fases que se resumen en el diagrama de la figura 4.1 y se van a explicar pormenorizadamente en los siguientes apartados. Para aplicar esos procedimientos se emplearon registros climáticos actuales, reconstrucciones paleoclimáticas basadas en las estimaciones de las paleoELAs geomorfológicas que se presentaron en el capítulo 4 y ecuaciones y parámetros deducidos de observaciones glaciológicas propuestos en publicaciones anteriores (Kaser & Osmaston, 2002; Klein et al., 1999).

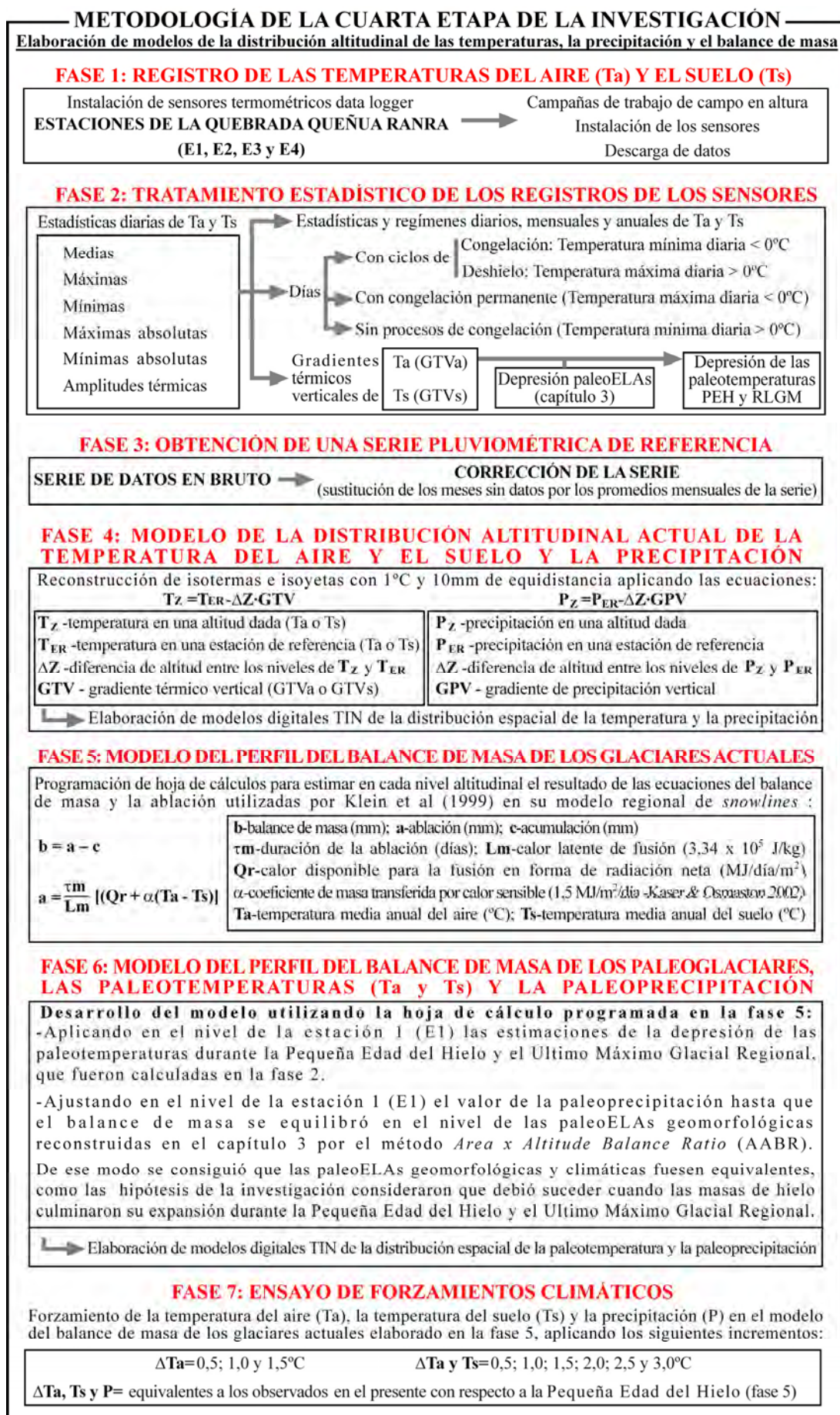
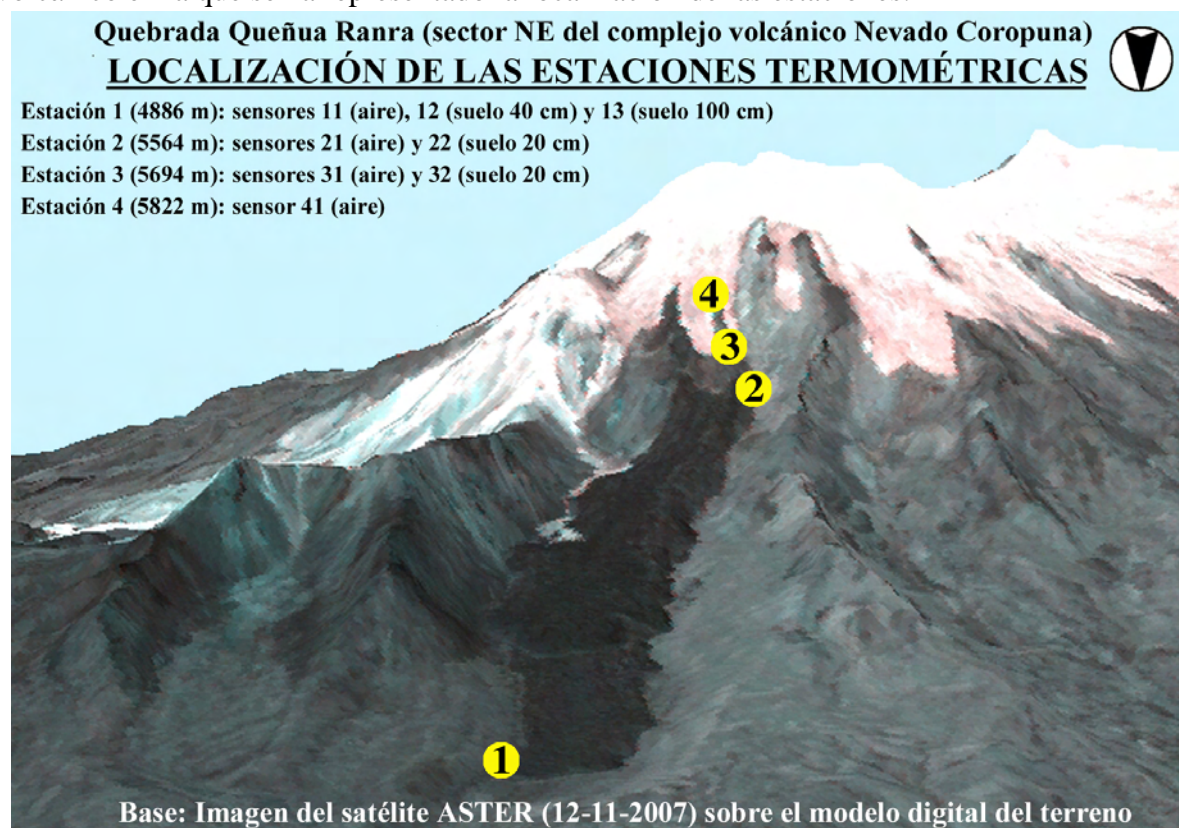


Figura 4.1: descripción de la metodología de trabajo aplicada en la cuarta etapa de la investigación.

### 4.3.1. **FASE 1:** registro de las temperaturas del aire ( $T_a$ ) y el suelo ( $T_s$ )

#### 4.3.1.a) Descripción de la red de estaciones

Para registrar las temperaturas del aire y el suelo se instalaron ocho sensores en cuatro estaciones situadas en diferentes cotas altitudinales de la quebrada Queñua Ranra, que se encuentra en la vertiente septentrional del edificio oriental del Nevado Coropuna, cuyas ELAs y paleoELAs geomorfológicas se reconstruyeron en la anterior etapa de la investigación (capítulo 2). La figura 4.2 es una vista tridimensional del cuadrante NE del complejo volcánico en la que se ha representado la localización de las estaciones.



**Figura 4.2:** modelo tridimensional del sector oriental del Nevado Coropuna con indicación de la localización de las estaciones de la quebrada Queñua Ranra.

Las estaciones se numeraron en orden de altitud: 4886 m (estación 1), 5564 m (estación 2), 5694 m (estación 3) y 5822 m (estación 4). Los sensores se denominaron empleando un código numérico constituido por dos dígitos. El primero indica la estación en la que se encuentran (1-4) y el segundo si se trata de un termómetro instalado para registrar la temperatura del aire (11) o la temperatura del suelo, especificando su menor (12) o mayor profundidad (13) por debajo de la superficie. Durante el periodo comprendido entre su instalación inicial y la primera descarga de datos (desde el 12 de septiembre de 2007 hasta el 29 de octubre de 2008), las estaciones contaban con los siguientes sensores:

- **Estación 1:** un sensor para la temperatura del aire (11) y dos sensores para la temperatura del suelo (12 y 13), enterrados respectivamente a 40 y 100 cm de profundidad.
- **Estaciones 2 y 3:** un sensor para la temperatura del aire (21 y 31) y otro para la temperatura del suelo (22 y 32), a 30 cm debajo de la superficie.
- **Estación 4:** un sensor para la temperatura del aire (41).



#### 4.3.1.b) Intervalos de registro de los sensores

Durante la primera campaña (2008) los termómetros se programaron para realizar mediciones con las siguientes frecuencias:

- Sensores de la temperatura del aire (11, 21, 31 y 41): cada 45 minutos.
- Sensores de la temperatura del suelo (12, 13, 22 y 32): cada 30 minutos.

Por lo tanto descontando el día en el que fueron retirados y sustituidos por sensores programados para el periodo 2008-2009, durante los 414 días transcurridos entre su instalación inicial y la primera descarga de datos se realizaron 13.248 mediciones de la temperatura del aire y 19.872 de la temperatura del suelo.

#### 4.3.1.c) Características de los sensores

Los termómetros empleados en la investigación son *data loggers* HOBO modelo UA-002-64, que el fabricante proporciona instalados dentro de una carcasa de propileno resistente al agua, con tornillos de acero inoxidable y una junta tórica. Tienen unas dimensiones de 58 x 33 x 23 mm, 18 gr de peso y las siguientes características técnicas:

- **Software de programación:** HOBOWare Lite.
- **Rango de medición:** entre -20° y 70°C.
- **Precisión de registro:**  $\pm 0,47^\circ\text{C}$ .
- **Resolución de los datos:** de 0,10°C a 25°C.
- **Memoria:** 64 k bits (~28 k), con capacidad para almacenar aproximadamente 28.000 registros.
- **Desviación de la medida del tiempo y los registros:**  $\pm 1$  minuto/mes y  $< 0,1^\circ\text{C}$  (a 25°C).
- **Batería:** modelo CR-2032 de 3 voltios, con una duración mínima de un año.

La figura 4.3 es una fotografía de uno de los aparatos instalados en el Nevado Coropuna, en la que se han señalado las dimensiones de la carcasa, el sensor de temperatura y el testigo LED (*Light Emitting Diode*), cuyos destellos confirman que funciona correctamente. El gráfico de la figura 4.4 representa la precisión y la resolución de los registros.

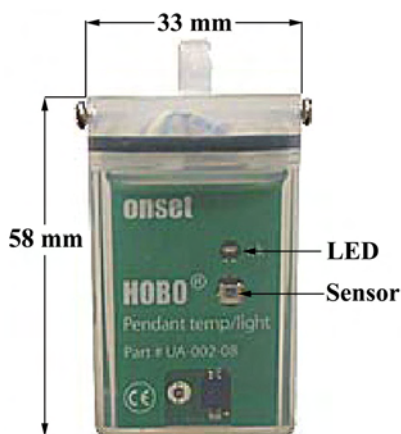


Figura 4.3: data logger HOBO UA-002-64.

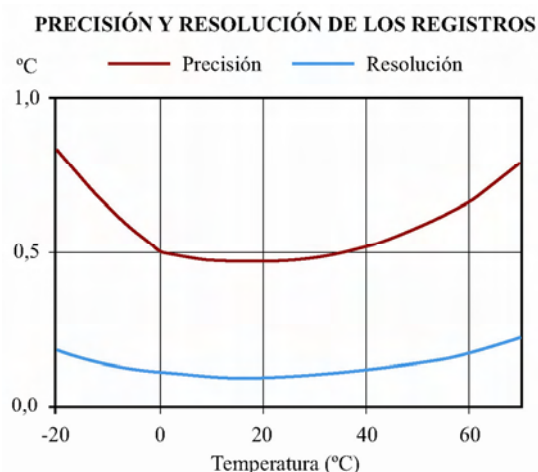


Figura 4.4: precisión y la resolución de los registros.

#### 4.3.1.d) Medidas de protección de los sensores

Durante la instalación de los sensores se adoptaron medidas para preservarlos de la radiación solar (en el caso de los que se instalaron para medir la temperatura del aire) y la humedad y los procesos de congelación y deshielo (en el de los que se colocaron para registrar la temperatura del suelo).

Los termómetros del aire (11, 21, 31 y 41) se colocaron en lugares suficientemente resguardados, protegidos por capuchones de plástico recubiertos de cinta adhesiva de malla flexible y resistente al agua (figura 4.5).

En las estaciones 2 y 3 los termómetros del suelo se enterraron en el interior de recipientes estancos de plástico (figura 4.6), y en la estación 1 (12 y 13) se colgaron de un cordino de poliamida de 2 mm de grosor en el interior de un tubo de policloruro de vinilo (PVC).



**Figura 4.5:** protección del sensor 21.



**Figura 4.6:** protección del sensor 22.

#### 4.3.1.e) Mejoras aplicadas en la red de estaciones durante la campaña de 2008

Los resultados que se van a presentar en este capítulo se basaron en el análisis de los registros realizados durante el primer periodo de observación por sensores colocados con la distribución y las características que acaban de exponerse. No obstante el análisis y la interpretación de los datos sugirieron que el sistema de observación podía mejorarse, y durante la campaña de 2008 se efectuaron las siguientes modificaciones:

- Ampliando la red con un segundo sensor de la temperatura del suelo (33) en la estación 3 de la quebrada Queñua Ranra y tres estaciones nuevas en la quebrada Cospanja, en el sector SE del Nevado Coropuna.
- Reproduciendo en esas estaciones el modelo ensayado durante el periodo anterior en la estación 1 de la quebrada Queñua Ranra, reduciendo 10 cm la profundidad del sensor 11. De ese modo las cinco estaciones cuentan actualmente con un termómetro instalado en el aire y dos termómetros colgados a 30 y 100 cm en el interior de un tubo de PVC enterrado a ras de suelo.
- Programando los sensores para que todas las mediciones se realicen simultáneamente cada 30 minutos.

#### 4.3.1.f) Descripción de las estaciones durante el primer periodo de observación

Los esquemas de la figura 4.7 describen como fueron instalados los sensores en las cuatro estaciones de la quebrada Queñua Ranra durante la campaña de 2007.

Las cuatro estaciones contaban con sensores para la temperatura del aire (11, 21, 31, 41) protegidos por una capucha de plástico colgada de un cordino de poliamida de 2 mm de grosor. Su altura sobre el suelo dependió de la disponibilidad de ubicaciones que cumpliesen con la doble condición de ofrecer una posición estable y segura y encontrarse permanentemente al resguardo de la radiación solar.

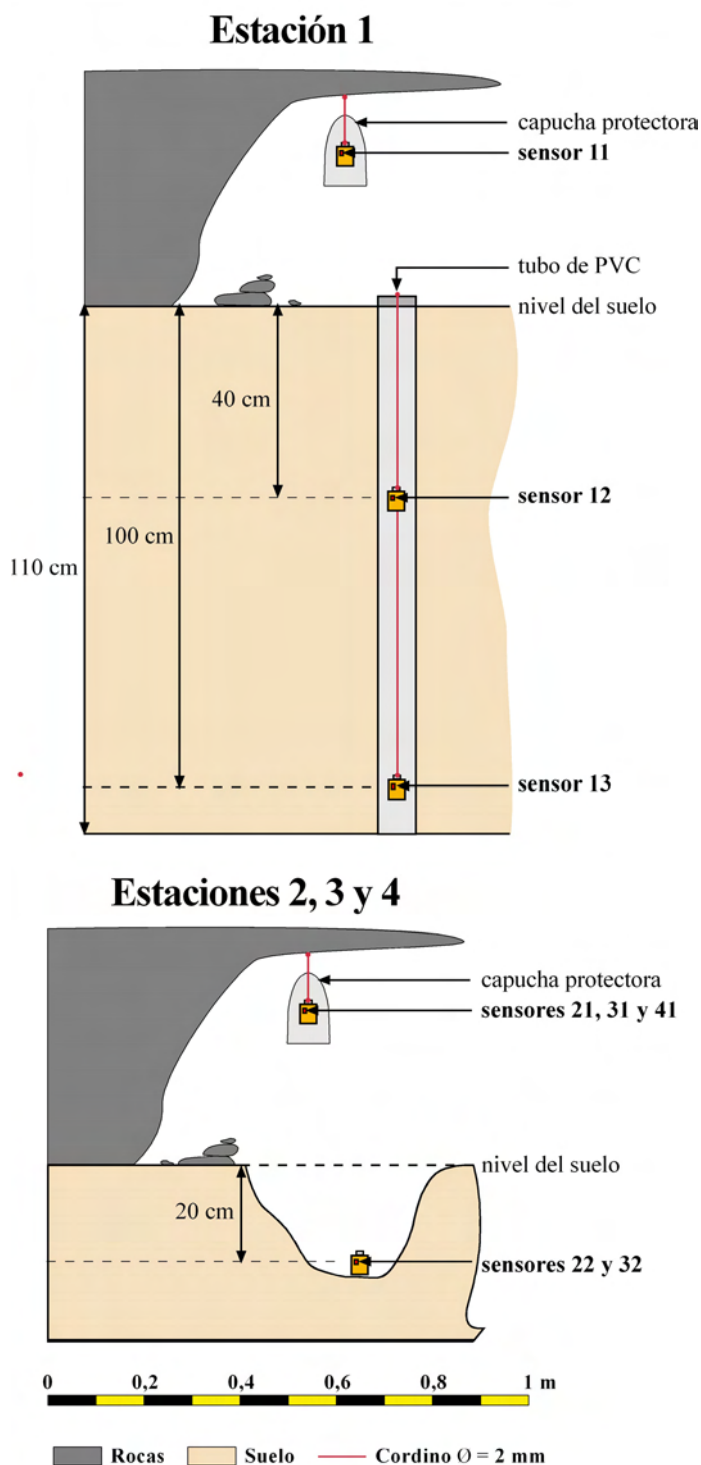
Las estaciones 1, 2 y 3 tenían sensores para registrar la temperatura del suelo:

- En la estación 1 se colocaron dos, suspendidos a 40 cm (12) y 100 cm (13) por debajo de la superficie en el interior de un tubo de PVC de 110 cm de longitud enterrado a ras de suelo.
- En las estaciones 2 y 3 sólo se instaló uno, en un recipiente de plástico reforzado con cinta de malla dentro de un hoyo de 20 cm de profundidad

Como se ha explicado en el apartado anterior, en 2008 se redujo la profundidad del sensor 12 a 30 cm, utilizándose el mismo modelo en la estación 3 de la quebrada Queñua Ranra y en las tres estaciones instaladas en la quebrada Cospanja.

En las fotografías de las páginas siguientes (figuras 4.8-4.17) se muestra el emplazamiento de las cuatro estaciones y la localización de los sensores programados para registrar las temperaturas del aire y el suelo.

#### ESTACIONES DE LA QUEBRADA QUEÑUA RANRA (2007-2008)



#### Intervalos de registro:

Temperatura del aire (sensores 11, 21, 31, 41): 45 minutos

Temperatura del suelo (sensores 12, 13, 22 y 32): 30 minutos

**Figura 4.7:** descripción de las estaciones.





**Figura 4.8:** localización de la estación 1 (4886 m), en el talud de derrubios del frente de la colada de lava holocena que rellena parcialmente el interior de la quebrada Queñua Ranra.



**Figura 4.9:** sensor 11, colocado en la estación 1 para medir la temperatura del aire.



**Figura 4.10:** enterramiento del tubo de PVC de la estación 1, que contiene los sensores programados para registrar la temperatura del suelo (12 y 13).

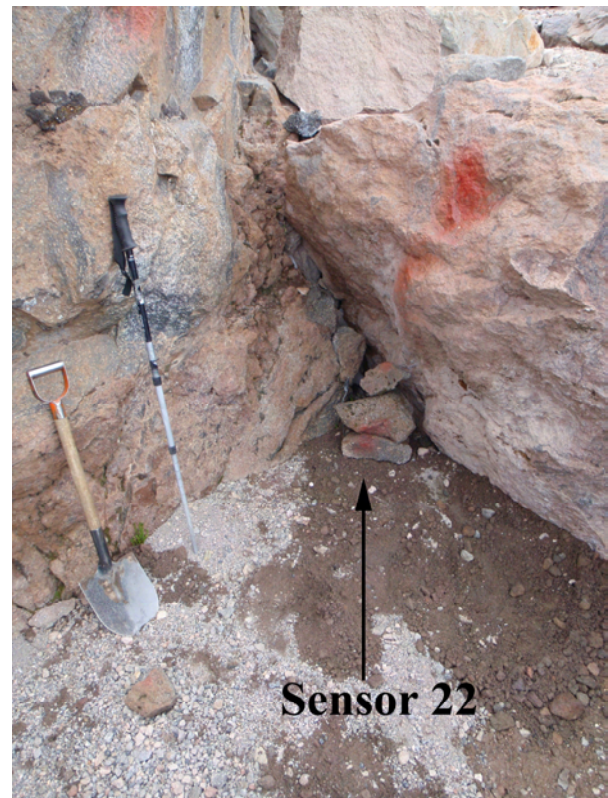




**Figura 4.11:** vista de la estación 2 (5564 m), en la ladera occidental de la colada de lava holocena de la quebrada Queñua Ranra (figura 4.8). Fotografía realizada por Pablo Masías, geoquímico de INGEMMET.



**Figura 4.12:** sensor 21, instalado en la estación 2 para registrar la temperatura del aire.

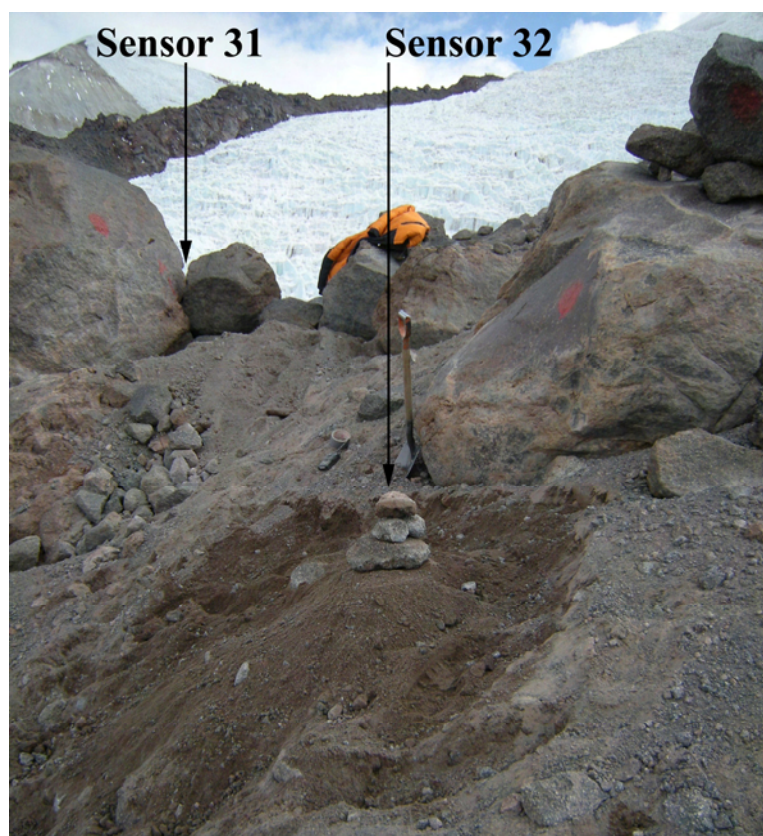


**Figura 4.13:** sensor 22, instalado en la estación 2 para medir la temperatura del suelo.





**Figura 4.14:** localización de las estaciones 3 (5694 m) y 4 (5822 m) en la morrena depositada por el paleoglaciario Queñua Ranra 3 durante la Pequeña Edad del Hielo en la cabecera de la colada de lava holocena de esa quebrada (figura 4.8). Fotografía realizada por Pablo Masías, geoquímico de INGEMMET.



**Figura 4.15:** situación de los sensores colocados en la estación 3 para medir la temperatura del aire (31) y el suelo (32).





**Figura 4.16:** localización del sensor instalado en la estación 4 (5822 m) para registrar la temperatura del aire (41). El termómetro se colocó en el interior de una grieta que se abre en el bloque que aparece en la fotografía, la única posición estable que se encontró en ese lugar. Fotografía realizada por Pablo Masías, geoquímico de INGEMMET.



**Figura 4.17:** panorámica de la quebrada Queñua Ranra desde la estación 4. En la parte derecha de la fotografía aparece el glaciar Queñua Ranra 3, y delante suyo el arco morrénico frontal de la Pequeña Edad del Hielo y la colada de lava holocena sobre la que se depositó.

En este apartado se han descrito las características y la ubicación de los ocho sensores que se instalaron en las cuatro estaciones de la quebrada Queñua Ranra para registrar la temperatura del aire y el suelo.

A continuación se exponen los procedimientos que se utilizaron para obtener las estadísticas diarias, mensuales y anuales de los registros, evaluar la frecuencia de los ciclos de congelación y deshielo, deducir los gradientes térmicos verticales y estimar la depresión de las temperaturas en 1986 y 1955, y las paleotemperaturas durante la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional.

#### 4.3.2. **FASE 2: tratamiento estadístico de los registros de los sensores**

El 29 de octubre de 2008 se sustituyeron los sensores instalados el año anterior por otros que fueron programados para el periodo 2008-2009, se descargaron los registros de temperatura almacenados en sus memorias y se inició el tratamiento estadístico de los datos, utilizando los métodos que se explican en los siguientes apartados.

##### 4.3.2.a) **Procedimiento para obtener las estadísticas diarias, mensuales y anuales de las temperaturas del aire y el suelo**

Con los datos descargados de los sensores se definieron series de un año de duración, seleccionando los que fueron realizados entre el 12 de septiembre de 2007 y el 11 de septiembre de 2008. Debido a que el 2008 fue un año bisiesto las series estaban constituidas por 366 días. Como sus registros fueron realizados respectivamente cada 45 ó 30 minutos, las series de la temperatura del aire tenían 11.712 mediciones y las de la temperatura del suelo 17.568.

En primer lugar se calcularon las estadísticas diarias de las temperaturas, incluyendo los promedios, las máximas y mínimas y las amplitudes, y a continuación se dedujeron los mismos parámetros para las estadísticas mensuales y anuales. Posteriormente se construyeron los gráficos que expresan la evolución diaria y mensual de todas las variables durante el periodo analizado.

##### 4.3.2.b) **Procedimiento para evaluar los ciclos de congelación y deshielo**

El tratamiento de las series de las temperaturas máximas y mínimas diarias permitió calcular las siguientes estadísticas en el nivel altitudinal de cada estación, en el aire y en el suelo:

- **Número de días con ciclos de congelación y deshielo:** con temperaturas mínimas  $<0^{\circ}\text{C}$  y máximas  $>0^{\circ}\text{C}$ .
- **Número de días con congelación permanente:** con temperaturas máximas  $<0^{\circ}\text{C}$ .
- **Número de días sin procesos de congelación:** con temperaturas mínimas  $>0^{\circ}\text{C}$ .

##### 4.3.2.c) **Procedimiento para establecer los gradientes verticales de la temperatura del aire (GTVa) y el suelo (GTVs)**

Los promedios anuales de las series sirvieron para deducir los gradientes verticales de la temperatura del aire y el suelo entre cada par de estaciones con ambos tipos de registros (1-2, 2-3 y 1-3). Con esa finalidad se relacionaron las diferencias de los promedios de las temperaturas y los desniveles entre las estaciones, utilizando la ecuación:

$$\text{GTV}_{a-b} = \frac{\Delta T_{a-b}}{\Delta Z_{a-b}}$$

**Donde:**

**GTV:** Gradiente Térmico Vertical del aire o el suelo entre dos estaciones a y b ( $^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ).

**$\Delta T_{a-b}$ :** Diferencia entre los promedios anuales de los registros de las estaciones a y b ( $^{\circ}\text{C}$ ).

**$\Delta Z_{1-2}$ :** Desnivel entre las estaciones a y b (m).

#### 4.3.2.d) Procedimiento para estimar la depresión de la temperatura en 1986 y 2007 y las paleotemperaturas durante la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional

La depresión de las temperaturas y paleotemperaturas se determinó calculando el producto del gradiente térmico vertical por las estimaciones de la depresión de las ELAs y las paleoELAs reconstruidas por el método *Area x Altitude Balance Ratio* (AABR), que fueron presentadas en el capítulo 3. La siguiente ecuación expresa matemáticamente el procedimiento:

$$\downarrow T = GTV \cdot \downarrow ELA$$

**Donde:**

$\downarrow T$ : Depresión de la temperatura o la paleotemperatura (°C).

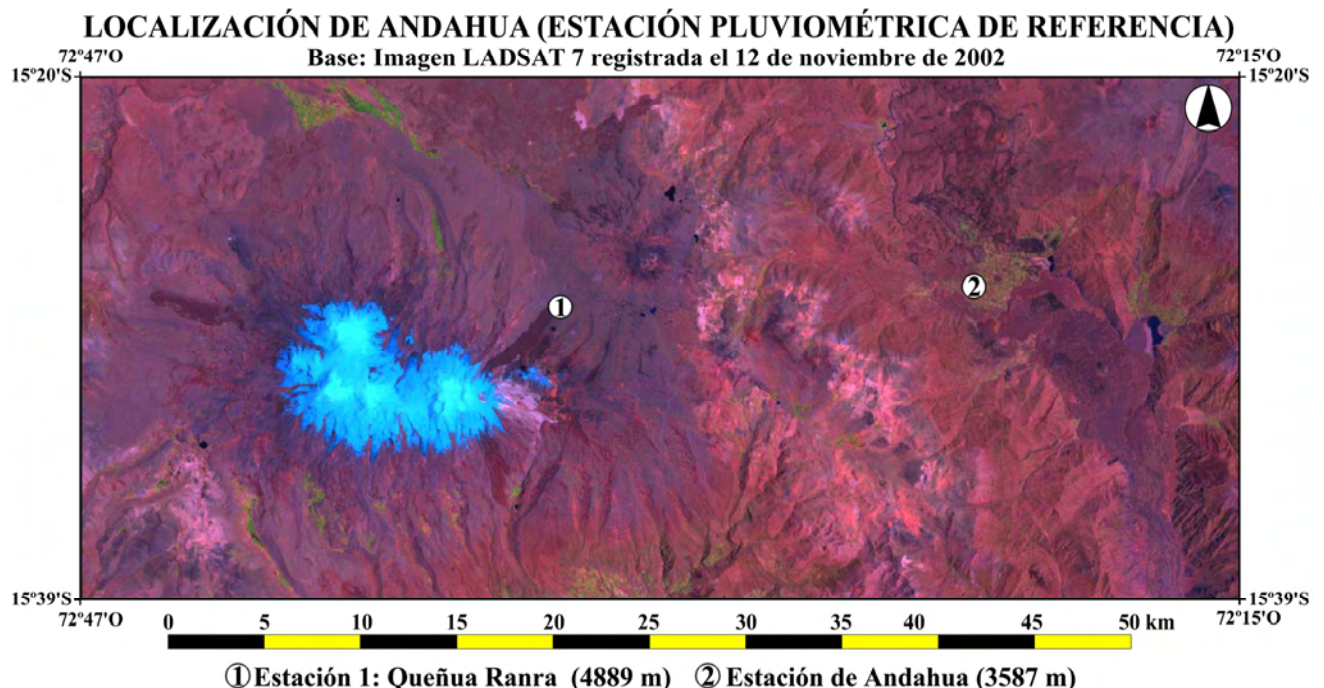
$GTV$ : Gradiente Térmico Vertical del aire o el suelo (°C/m).

$\downarrow ELA$ : Depresión de la ELA o la paleoELA (m).

#### 4.3.3. FASE 3: obtención de la serie pluviométrica de referencia

Además de los datos de las temperaturas y paleotemperaturas del aire y el suelo obtenidos con los procedimientos explicados en apartados anteriores, la ejecución de las fases 4, 5, 6 y 7 de la metodología de la cuarta etapa de la investigación requería disponer de una serie pluviométrica de referencia, cuyos datos serían extrapolados más adelante hasta la altitud de la estación 1. Por razones operativas y su mayor representatividad estadística se escogió esa opción en lugar de instalar pluviómetros en la quebrada Queñua Ranra.

Para construir la serie se seleccionaron los registros de precipitación realizados entre 1965 y 2003 por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología de Perú (SENAMIH) en la localidad de Andahua (15°29'S, 72°20'O, 3587 m), 20 km al Este de la cumbre del edificio oriental del Nevado Coropuna, en cuya vertiente septentrional está la quebrada Queñua Ranra (figura 4.18). Utilizando criterios convencionalmente establecidos la serie se corrigió sustituyendo los meses sin datos por el promedio mensual correspondiente del periodo de observación.



**Figura 4.18:** localización de la estación pluviométrica de referencia.



#### 4.3.4. FASE 4: construcción de modelos de la distribución altitudinal actual de las temperaturas del aire y el suelo y la precipitación

Con los datos obtenidos a través de la aplicación de los métodos que se han explicado en anteriores apartados se elaboraron modelos de la distribución altitudinal actual de las temperaturas del aire y el suelo y la precipitación, empleando los procedimientos que se exponen a continuación.

##### 4.3.4.a) Método para elaborar los modelos de la distribución altitudinal actual de la temperatura del aire y el suelo

La construcción de los modelos de la distribución altitudinal actual de la temperatura del aire y el suelo consistió en realizar consecutivamente tres tareas:

- 1) Extrapolar metro a metro los promedios anuales de los registros de la temperatura del aire (sensor 11) y el suelo (sensor 12) realizados en la estación 1 a todos los niveles comprendidos entre la altitud en la que se encontraban (4886 m) y la cumbre del edificio oriental del Nevado Coropuna (6305 m).
- 2) Seleccionar las isotermas con 1°C de equidistancia.
- 3) Generar modelos digitales TIN de la distribución espacial de las temperaturas.

Para afrontar esas tareas se utilizaron dos instrumentos que se habían desarrollado con anterioridad:

- 1) La capa de la topografía con 1 m de equidistancia generada en el sistema de información geográfica durante la tercera etapa de la investigación (apartado 3.3.4.a).
- 2) Los gradientes térmicos verticales de las temperaturas del aire y el suelo deducidos de las diferencias de los promedios de los registros y el desnivel entre las estaciones 1 y 3 (apartado 4.3.2.c), que fueron considerados las mejores estimaciones por dos razones:
  - Las dos estaciones contaban con sensores del aire y el suelo.
  - El análisis de las estadísticas de los registros, que se expondrá en el apartado dedicado a la discusión de los resultados, demostró que no habían sido distorsionados por la radiación solar o el calor geotérmico.

El procedimiento para calcular el valor de equivalente al promedio anual de la temperatura en cada nivel altitudinal consistió en aplicar en la tabla asociada a la capa de la topografía con 1 m de equidistancia una de las dos siguientes ecuaciones, dependiendo de si la estimación de la temperatura pretendía realizarse en una altitud (Z) superior o inferior a la cota altitudinal de la estación 1, considerada la estación termométrica de referencia (ETR):

$$T_z = T_{ETR} - \Delta Z \cdot GTV \quad (\text{cuando altitud } Z > \text{ altitud ETR}).$$

$$T_z = T_{ETR} + \Delta Z \cdot GTV \quad (\text{cuando altitud } Z < \text{ altitud ETR}).$$

**Donde:**

**T<sub>z</sub>:** Temperatura media anual del aire o el suelo en la cota Z (°C).

**T<sub>ETR</sub>:** Promedio anual de la temperatura del aire o el suelo en la estación ETR (°C).

**ΔZ:** Desnivel entre la cota Z y la altitud de la estación ETR (m).

**GTV:** Gradiente Térmico Vertical del aire o el suelo (°C/m).

La relación entre los sumandos de las ecuaciones cambia de signo porque el Gradiente Térmico Vertical es negativo (debido a que la temperatura es inversamente proporcional a la altitud).

#### 4.3.4.b) Método para elaborar el modelo de la distribución altitudinal actual de la precipitación

El procedimiento para construir el modelo de la distribución altitudinal actual de la precipitación fue parecido al que se empleó en el caso de las temperaturas, requiriendo que se ejecutasen sucesivamente tres operaciones:

- 1) Calcular metro a metro el valor de la precipitación total anual en todos los niveles comprendidos entre la estación 1 (4886 m) y la cumbre del edificio oriental del Nevado Coropuna (6305 m).
- 2) Seleccionar las isoyetas con 10 mm de equidistancia.
- 3) Generar un modelo digital TIN de la distribución espacial de la precipitación.

Para realizar esas operaciones se emplearon dos herramientas:

- 1) El Gradiente Pluviométrico Vertical (GPV) de 0,1 mm/m que Klein et al (1999) usaron en su modelo regional de las *snowlines* de Perú, Bolivia y el Norte de Chile, en el presente y en el Último Máximo Glacial Regional.
- 2) El promedio de la serie de 38 años de registros pluviométricos de la estación de Andahua (1965-2003), que se consideró la estación pluviométrica de referencia (EPR).

El método para estimar el valor de la precipitación total anual en cada altitud consistió en relacionar su desnivel con respecto a la estación EPR con el gradiente de precipitación y el promedio de registros de Andahua. Con ese objetivo en la tabla asociada a la capa de la topografía con 1 m de equidistancia se aplicó una de las dos siguientes ecuaciones, dependiendo de si el nivel (Z) al que deseaba extrapolarse la precipitación tenía una altitud superior o inferior a la cota de la estación EPR:

$$\begin{aligned} P_z &= P_{EPR} + \Delta Z \cdot GPV && \text{(cuando altitud } Z > \text{ altitud EPR).} \\ P_z &= P_{EPR} - \Delta Z \cdot GPV && \text{(cuando altitud } Z < \text{ altitud EPR).} \end{aligned}$$

**Donde:**

**P<sub>z</sub>:** Precipitación total anual en la cota Z (mm).

**P<sub>EPR</sub>:** Promedio de la precipitación total anual registrada en la estación EPR (mm).

**ΔZ:** Desnivel entre la cota Z y la altitud de la estación EPR (m).

**GPV:** Gradiente Pluviométrico Vertical (0,1 mm/m).

Las ecuaciones cambian de signo porque las masas de aire húmedas se inestabilizan a medida que ascienden por las vertientes de las montañas, de forma que el Gradiente Pluviométrico Vertical es positivo.

La disponibilidad de la serie pluviométrica de Andahua, cuya altitud es conocida (3527 m), permite evaluar la precisión del Gradiente Pluviométrico Vertical empleado (0,1 mm/m). Debido a que su aplicación equivale a dividir por 10 el valor de la altitud, si se utiliza para determinar la precipitación en la localidad de Andahua se obtiene un resultado de 352,7 mm, que presenta una diferencia de 11,7 mm con respecto a su valor real (364,4 mm). La reducida magnitud del error cometido (3,2%) permite considerar aceptablemente válido el valor del Gradiente Pluviométrico Vertical, al menos para la región del Nevado Coropuna.

No obstante el modelo de la distribución altitudinal de la precipitación se elaboró aplicando las ecuaciones arriba indicadas en la tabla asociada a la capa de la topografía con 1 m de equidistancia, en lugar de dividiendo por 10 el valor de la altitud de cada nivel.

#### 4.3.5. **FASE 5: elaboración del modelo del balance de masa de los glaciares actuales**

Los modelos de la distribución altitudinal actual de las temperaturas del aire y el suelo y la precipitación, obtenidos mediante la aplicación de los métodos expuestos en anteriores apartados, permitieron desarrollar un modelo del balance de masa de los glaciares actuales. Con esa finalidad se empleó una adaptación de las ecuaciones que Klein et al (1999) utilizaron en su trabajo regional sobre las *snowlines* de los Andes Centrales, basándose en el modelo teórico de respuesta de los glaciares tropicales propuesto por Kaser (1995).

El procedimiento para elaborar el modelo del balance de masa de los glaciares del Nevado Coropuna consistió en programar una hoja de cálculo para resolver en cada nivel altitudinal un sistema de dos ecuaciones (ecuación del balance de masa y ecuación de la ablación), asumiendo que todas las variables involucradas variaban linealmente en función de la altitud. En este apartado se explican las dos ecuaciones y los criterios en los que se basa la determinación de los parámetros implicados, describiendo a continuación la hoja de cálculo y el procedimiento para utilizarla.

##### 4.3.5.a) Ecuación del balance de masa

Como es conocido el balance de masa es el resultado de la relación que se establece en cada nivel altitudinal entre los procesos que favorecen las ganancias y las pérdidas del glaciar, según expresa la ecuación:

$$b = a - c$$

**Donde:**  
**b:** balance de masa (mm)  
**a:** ablación (mm)  
**c:** acumulación (mm).

Aunque Klein et al (1999) utilizaron una expresión diferente ( $b = c - a$ ), cuando la ecuación se ensayó con los datos obtenidos por la presente investigación sólo funcionó correctamente invirtiendo el orden de los sumandos. Ese hecho puede atribuirse al contexto climático que caracteriza a la región del Nevado Coropuna, donde la aridez modifica ostensiblemente la naturaleza de las masas de hielo, y a que el trabajo regional de Klein et al (1999) abarcaba espacios con características pluviométricas muy diferentes, según se deduce de la comparación de su modelo con el que se presenta en este capítulo. Por una evidente cuestión de escala la resolución de la simulación realizada en el Nevado Coropuna es muy superior a la que desarrollaron Klein et al (1999) para los Andes Centrales:

El modelo del balance de masa de los glaciares del cuadrante NE del complejo volcánico se elaboró resolviendo metro a metro las ecuaciones en una hoja de cálculo, relacionando las temperaturas registradas por las estaciones de la quebrada Queñua Ranra y las observaciones de 38 años de precipitación de la estación de Andahua con variables glaciológicas deducidas de ambos parámetros. Por lo tanto se trata de una simulación que expresa las condiciones en las que se desenvuelven las masas de hielo en un sector determinado del Nevado Coropuna, a una escala local.

Klein et al (1999) construyeron un modelo a escala de los Andes Centrales de Perú, Bolivia y el Norte de Chile utilizando temperaturas del *Goddard Earth Observing System Office* (GEOS) correspondientes al periodo comprendido entre 1986 y 1990. Esos datos procedían de un GRID que representa las mediciones efectuadas en 18 niveles de la atmósfera, extrapoladas a una retícula de celdillas cuyo tamaño (2,5° de latitud x 2,0° de longitud) excede considerablemente territorio comprendido por el Nevado Coropuna.



A pesar de haberse basado en las mismas ecuaciones matemáticas las dos simulaciones no pueden compararse porque la que se presenta en este capítulo se refiere a un contexto climático muy específico y la que realizaron Klein et al (1999) incluía indistintamente sectores con profundos contrastes glaciológicos, debidos a la tendencia regional de la ELA a elevarse hacia el Sur y hacia el Oeste de los Andes Centrales, en el mismo sentido que se incrementa la aridez del clima.

En los glaciares de los trópicos húmedos, al Norte del intervalo de latitud afectado por la corriente de Humboldt (2°S-31°S) la aridez desaparece, y como consecuencia de la reducida amplitud térmica anual (<3°C) la ELA permanece estable y coincidente con la isoterma anual de 0°C de la temperatura del aire (Benn et al., 2005), que en las montañas de Ecuador se localiza en el frente de los glaciares (Francou & Sémiond, 1997).

Sin embargo en los glaciares tropicales que se desarrollan bajo regímenes pluviométricos con una marcada estación seca, la ablación eleva el nivel de la ELA por encima de la isoterma anual de 0°C (Benn et al., 2005), como refleja su tendencia en la región de los Andes Centrales y pondrán de manifiesto los resultados alcanzados en el Nevado Coropuna que se van a presentar en este capítulo.

Por el contexto climático en el que se encuentra el complejo volcánico, en la elaboración del modelo del balance de masa de los glaciares del Nevado Coropuna se consideró más apropiado otorgar mayor importancia a la capacidad de la acumulación para compensar la ablación que a la competencia de la ablación para atenuar la acumulación. Matemáticamente ese principio se traduce en el cambio de orden de los sumandos de la ecuación del balance de masa, resultando la expresión indicada con anterioridad ( $b = a - c$ ).

#### 4.3.5.b) Ecuación de la ablación

La segunda ecuación utilizada para desarrollar el modelo del balance de masa relaciona los factores de los que depende la ablación de los glaciares, despejando una de las incógnitas de la primera ecuación (a). Atendiendo a las razones que serán explicadas más adelante, la otra incógnita (c) se consideró equivalente a la precipitación. La ecuación de la ablación tiene la siguiente expresión matemática:

$$a = \frac{\tau m}{Lm} [(Qr + \alpha(Ta - Ts))]$$

**Donde:**

**a:** ablación (mm).

**$\tau m$ :** duración del periodo de ablación (días).

**Lm:** calor latente de fusión ( $3,34 \times 10^5$  J/kg).

**Qr:** energía disponible para la fusión en forma de radiación neta (MJ/m<sup>2</sup>/día).

**$\alpha$ :** coeficiente de masa transferida por calor sensible (1,5 MJ/m<sup>2</sup>/día).

**Ta:** temperatura media anual del aire (°C).

**Ts:** temperatura media anual del suelo (°C).

La energía disponible para la fusión en forma de radiación neta (Qr) depende de variables cuya cuantificación final es complicada, a menos que se realicen mediciones específicas para su determinación. Klein et al (1999) consideraron que en el nivel de la isoterma anual de 0°C de la temperatura del aire el parámetro Qr tenía un valor de 0 MJ/día/m<sup>2</sup>, y que desde esa cota variaba con un gradiente vertical de 0 MJ/m<sup>2</sup>/día/m. En la práctica ese planteamiento equivale a despreciar esa variable, de modo que la ecuación de la ablación se simplifica y queda reducida a la siguiente expresión:

$$a = \frac{\tau m}{Lm} \alpha(Ta - Ts)$$

#### **4.3.5.c) Criterios para determinar el valor de los parámetros de las ecuaciones**

##### **- Temperaturas del aire ( $T_a$ ), temperatura del suelo ( $T_s$ ) y acumulación (c)**

Los valores de las temperaturas del aire y el suelo y la acumulación, que se consideró equivalente a la precipitación, estaban disponibles para todos los niveles altitudinales en los modelos de la distribución espacial de los tres parámetros que elaboraron en la fase 4.

En otro contexto geomorfológico la equivalencia de la acumulación y la precipitación sería discutible, porque la aportación de las avalanchas procedentes de las vertientes que enmarcan las cabeceras de los glaciares desempeña un importante papel en ese sentido. Sin embargo en el caso del Nevado Coropuna puede asumirse porque las zonas de acumulación de las masas de hielo están emplazadas en el área de cumbres formando un casquete que recubre completamente los edificios volcánicos, de manera que su alimentación esta protagonizada exclusivamente por precipitaciones en forma de nieve.

##### **- Duración del periodo de ablación ( $\tau_m$ )**

El procedimiento para determinar el periodo de ablación fue el mismo que utilizaron Klein et al (1999), quienes consideraron que en la altitud de la isoterma de  $0^\circ\text{C}$  de la temperatura del aire tenía una duración de 0 días y estimaron su valor en las demás cotas aplicando un gradiente vertical de 0,4 días/m, con signo positivo por debajo y negativo por encima del nivel de congelación.

En la práctica la utilización de ese gradiente en el Nevado Coropuna implicó que la duración de la ablación en niveles próximos a la estación 1 (4886-4900 m) fuese de entre 180 y 186 días, reflejando una de las características del régimen tropical del balance de masa, en el que la ablación se produce durante todo el año pero ocurre exclusivamente durante las 12 horas de insolación diurna.

##### **- Calor latente de fusión ( $L_m$ ) y coeficiente de masa transferida por calor sensible ( $\alpha$ )**

Como hicieron Klein et al (1999) su trabajo, para elaborar el modelo del balance de masa de los glaciares del Nevado Coropuna se asumió que los parámetros  $L_m$  y  $\alpha$  son constantes en todos los niveles altitudinales.

El parámetro  $L_m$  tiene un valor estándar comúnmente aceptado ( $3,34 \times 10^5 \text{ J/kg}$ ), que expresa el calor latente liberado durante la fusión de la masa de hielo.

El coeficiente de masa transferida por calor sensible ( $\alpha$ ) representa los efectos de la conducción del calor y el intercambio turbulento en la capa límite de la atmósfera en contacto con la superficie del glaciar (Kaser & Osmaston, 2002). Debido a su elevada influencia en el balance de masa Klein et al (1999) emplearon dos valores observados en los Alpes austriacos,  $\alpha=1,7 \text{ MJ/m}^2/\text{día}$  (Kuhn, 1981) y  $\alpha=0,864 \text{ MJ/m}^2/\text{día}$  (Oerlemans & Hoogendoorn, 1989).

En el presente trabajo se utilizó otro valor ( $\alpha=1,5 \text{ MJ/m}^2/\text{día}$ ), que Kaser & Osmaston (2002) dedujeron de observaciones realizadas entre 1966 y 1967 en el glaciar Hintereisferner, que también se encuentra en los Alpes austriacos. En esa publicación, específicamente dedicada a los glaciares tropicales, señalaron que ese coeficiente indicó la mejor correspondencia entre las estimaciones del balance de masa basadas en datos climáticos y las que fueron obtenidas mediante la realización de mediciones glaciológicas.

#### 4.3.5.d) Hoja de cálculo programada para elaborar el modelo del balance de masa

##### DESCRIPCIÓN DE LA HOJA DE CÁLCULO

La figura 4.19 es un extracto de la hoja de cálculo que se programó para elaborar el modelo del balance de masa, resolviendo las ecuaciones implicadas en cada nivel altitudinal. Aunque en realidad tiene 1419 filas que representan metro a metro todas las altitudes comprendidos entre la estación 1 (4886 m) y la cima del edificio oriental del complejo volcánico Nevado Coropuna (6305 m), por una evidente cuestión práctica sólo se han representado diez niveles para explicar su funcionamiento.

La hoja de cálculo consta de diez columnas, en las que se indican respectivamente la altitud (1); la temperatura del aire (2) y suelo (3); la precipitación (4); la duración (5) y el valor de la ablación (6); la acumulación (7), equivalente a la precipitación; el calor latente de fusión (8); el coeficiente de masa transferida por calor sensible (9) y el balance de masa (10).

HOJA DE CÁLCULO PROGRAMADA PARA ELABORAR EL MODELO DEL BALANCE DE MASA										
Z <sup>1</sup>	Ta <sup>3</sup>	Ts <sup>4</sup>	P <sup>4</sup>	tm <sup>5</sup>	a <sup>6</sup>	c <sup>7</sup>	Lm <sup>8</sup>	a <sup>9</sup>	b <sup>10</sup>	
4886	3,896	5,842	494,2	185,6	-162,2	494,2	3,34	1,5	-656,401	Estación 1
4887	3,888	5,836	494,3	185,2	-162,1	494,3	3,34	1,5	-656,384	
4888	3,879	5,831	494,4	184,8	-162,0	494,4	3,34	1,5	-656,367	
4889	3,871	5,825	494,5	184,4	-161,9	494,5	3,34	1,5	-656,348	
4890	3,862	5,820	494,6	184,0	-161,7	494,6	3,34	1,5	-656,328	
4891	3,854	5,814	494,7	183,6	-161,6	494,7	3,34	1,5	-656,307	
...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	
5350	-0,002	3,244	540,6	0,0	0,0	540,6	3,34	1,5	-540,595	Za
...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	
5929	-4,865	0,001	598,5	-231,6	506,2	598,5	3,34	1,5	-92,332	Zs
...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	
6012	-5,562	-0,464	606,8	-264,8	606,4	606,8	3,34	1,5	-0,435	ELAc
...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	
6305	-8,024	-2,104	636,1	-382,0	1015,5	636,1	3,34	1,5	379,384	Cumbre

**Figura 4.19:** hoja de cálculo programada para reconstruir el balance de masa de los glaciares actuales.

Para que las operaciones programadas calculen automáticamente el balance de masa del glaciar es preciso introducir tres datos que se han señalado en la tabla en color rojo: los promedios anuales de las temperaturas del aire (Ta<sup>2</sup>) y el suelo (Ts<sup>3</sup>), deducidos de los registros realizados en la estación 1 por los sensores 11 y 12 (en la fase 2), y el promedio de la precipitación total anual (P<sup>4</sup>) extrapolado de la serie registrada en Andahua entre 1965 y 2003.

Con esos datos los valores de las variables en cada nivel son estimados del siguiente modo:

- Aplicando los gradientes verticales de las temperaturas (determinados en la fase 2), la precipitación (0,1mm/m) y la duración de la ablación (0,4 días/m).
- Resolviendo las ecuaciones de la ablación (a<sup>6</sup>), utilizando las constantes del calor latente de fusión (Lm<sup>8</sup>) y el coeficiente de masa transferida por calor sensible ( $\alpha^9$ ), y el balance de masa (b<sup>10</sup>), considerando la acumulación (c<sup>7</sup>) equivalente a la precipitación (P<sup>4</sup>) y deduciéndola del valor de la ablación (a<sup>6</sup>).

Para mostrar cómo varían los parámetros en la figura 4.19 se han representado las seis primeros niveles, entre 4886 m (estación 1) y 4891 m de altitud, junto con las cuatro cotas más significativas: la isoterma anual de 0°C de la temperatura del aire (Za=5350 m), la isoterma anual de 0°C de la temperatura del suelo (Zs=5929 m), la altitud en la que se equilibra el balance de masa (ELAc=6012 m), correspondiente a la ELA climática, y la cumbre del edificio volcánico (6305 m).



## **PROCEDIMIENTO DE USO DE LA HOJA DE CÁLCULO**

Para elaborar el modelo del balance de masa de los glaciares actuales y deducir el nivel de la ELA climática utilizando la hoja de cálculo es necesario realizar consecutivamente las operaciones que se indican a continuación:

### **1) Determinación de las temperaturas y la precipitación en cada nivel altitudinal**

Con esa finalidad en primer lugar es preciso introducir en la fila correspondiente a la altitud de la estación 1 (4886 m) los siguientes datos que fueron deducidos en anteriores fases de la cuarta etapa de la investigación:

- **Columna 2 ( $Ta^2$ ):** promedio anual de los registros del sensor 11 (fase 2).
- **Columna 3 ( $Ts^3$ ):** promedio de los registros del sensor 12 (fase 2).
- **Columna 3 ( $P^4$ ):** precipitación total anual extrapolada del promedio de la serie de la estación de Andahua (fase 4).

Con esos datos la hoja de cálculo estima automáticamente el valor de los tres parámetros en cada altitud, aplicando los gradientes correspondientes, permitiendo identificar las altitudes de las isothermas anuales de 0°C de la temperatura del aire y el suelo. La fila de la primera isoterma debe señalarse convenientemente para poder abordar el siguiente paso del procedimiento.

### **2) Establecimiento de la duración del periodo de ablación**

Para que el valor de la duración de la ablación sea determinado correctamente y se efectúen el resto de cálculos es preciso realizar manualmente dos operaciones en la quinta columna ( $\tau m^5$ ):

- Anular el valor de la duración de la ablación en el nivel de la isoterma anual de 0°C de la temperatura del aire ( $\tau m^5=0$ ) y arrastrar hasta esa fila la celdilla con un gradiente positivo (+0,4 días/m) desde el nivel de la estación 1 (4886 m). Si el funcionamiento de la hoja de cálculo es correcto anulará automáticamente el valor de la ablación ( $a^6=0$ ) en la fila de la isoterma anual de 0°C de la temperatura del aire.
- Arrastrar la celdilla con un gradiente negativo (-0,4 días/m) desde el nivel de la isoterma de 0°C de la temperatura del aire hasta el final de la hoja, correspondiente a la cumbre del edificio volcánico.

### **3) Identificación del nivel de la ELA climática**

Como por definición la ELA climática equivale al nivel en el que se equilibra el balance de masa, su determinación sólo requiere buscar en la décima columna ( $b^{10}$ ) de la hoja de cálculo la fila en la que se obtuvo el valor más próximo a cero.

## **CONSTRUCCIÓN DEL PERFIL VERTICAL DEL BALANCE DE MASA**

Después de elaborar el modelo se construyeron los perfiles verticales que expresan la variación altitudinal del balance de masa de los glaciares y paleoglaciares. Para su elaboración se seleccionaron exclusivamente las filas de la décima columna ( $b^{10}$ ) que quedaron comprendidas dentro de los límites de las masas de hielo, que fueron cartografiados en el capítulo 3 (figuras 3.53 y 3.67).

#### **4.3.6. FASE 6: elaboración de los modelos del balance de masa de los paleoglaciares durante la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional y reconstrucción de las paleotemperaturas y la paleoprecipitación en ambas fases**

El modelo del balance de masa de los glaciares actuales fue el instrumento que permitió elaborar los modelos del balance de masa de los paleoglaciares en la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional y estimar las paleotemperaturas y la paleoprecipitación durante esas fases.

El procedimiento se basó en las hipótesis de la investigación que se presentaron en el capítulo 1 (apartado 1.3), que consideraron que cuando los paleoglaciares culminaron su expansión sus paleoELAs geomorfológicas se equilibraron con la paleoELA climática.

Asumiendo la validez de esos planteamientos el método consistió en realizar las siguientes operaciones en una copia de la hoja de cálculo generada en la fase 5:

**1) Reconstrucción de las paleotemperaturas:** deduciendo de los promedios de los registros de las temperaturas actuales en el nivel de la estación 1 ( $T_a^2$  y  $T_s^3$ ) las estimaciones de su depresión durante la Pequeña Edad del Hielo o el Último Máximo Glacial Regional (dependiendo del modelo que estuviese reconstruyéndose), que previamente fueron calculadas en la fase 2.

**2) Elaboración de un modelo preliminar:** aplicando el procedimiento descrito en la fase 5 (apartado 4.3.5.d).

**3) Reconstrucción de la paleoprecipitación y elaboración del modelo definitivo:** ensayando en la casilla correspondiente del nivel de la estación 1 ( $P^4$ ) sucesivos valores de precipitación hasta que la paleoELA climática se equilibró en la columna 10 ( $b^{10}$ ) con el nivel de la paleoELA geomorfológica reconstruida por el método *Area x Altitude Balance Ratio* (AABR), en la tercera etapa de la investigación (capítulo 3).

**4) Realización de los gráficos de los perfiles verticales del balance de masa de los paleoglaciares:** siguiendo las instrucciones explicadas en la fase 5 (apartado 4.3.5.d).

#### **4.3.7. FASE 7: ensayo de forzamientos climáticos en el modelo del balance de masa de los glaciares actuales**

El modelo del balance de masa de los glaciares actuales también sirvió como herramienta para realizar ensayos forzando las temperaturas del aire y el suelo y la precipitación. La finalidad de esos experimentos era comprobar qué incrementos era necesario aplicar en esos parámetros para elevar la ELA climática sobre el límite superior de los glaciares.

El interés de los resultados reside en la consideración de que ese hecho provocaría la desaparición de las zonas de acumulación de las masas de hielo, dejándolas en un estado terminal en el que estarían condenadas a desaparecer en el plazo de tiempo que las condiciones ambientales precisasen para fundir la masa de hielo restante, comprendida por completo desde ese momento dentro de la zona de ablación.

La realización de los forzamientos climáticos es otra vía de aproximación a la elaboración de previsiones sobre la evolución de las masas de hielo en el futuro, diferente de la que se ensayó en el capítulo 3 utilizando como referencia las tendencias observadas en las superficies y ELAs de los glaciares.

Los ensayos de los forzamientos se realizaron con dos estrategias cuyos resultados tienen una interpretación diferente:

**1) Aumentando sucesivamente en cada ensayo el valor de las temperaturas en 0,5°C hasta que la ELA climática superó la cima del Nevado Coropuna (6377 m):** De ese modo se generaron distintos escenarios contrastables con las previsiones sobre el calentamiento global del grupo de expertos del *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC). Los incrementos se aplicaron en primer lugar exclusivamente a la temperatura del aire y a continuación a las temperaturas del aire y el suelo.

**2) Utilizando las variaciones observadas en las temperaturas y la precipitación con respecto a la Pequeña Edad del Hielo:** De esa manera se comprobaron las consecuencias que tendría la reproducción durante las próximas décadas de las tendencias ocurridas desde el comienzo de la última fase de deglaciación, a finales del siglo XIX. Con esta modalidad se realizaron tres ensayos, empleando respectivamente las variaciones sucedidas en la temperatura del aire, en las temperaturas del aire y el suelo y en las dos temperaturas conjuntamente con el cambio experimentado por la precipitación.

Para resumir los resultados de los forzamientos del modelo del balance de masa de los glaciares actuales y cuantificar el impacto de los ensayos en la ELA climática se utilizó una hoja de cálculo (figura 4.20), en la que se recogieron los siguientes datos:

- Los valores que tenían en el modelo del balance de masa de los glaciares actuales las temperaturas y la precipitación en el nivel de la estación 1, junto con el resultado obtenido en la determinación de la ELA climática.
- Los incrementos aplicados en cada ensayo en las temperaturas del aire y el suelo y la precipitación.
- Las temperaturas del aire y el suelo y la precipitación que generaron esos incrementos.

**HOJA DE CÁLCULO PARA RESUMIR Y ANALIZAR LOS RESULTADOS DE LOS FORZAMIENTOS CLIMÁTICOS**

n	$\Delta T_a$	$\Delta T_s$	$\Delta P$	$T_a$	$T_s$	P	ELAc	$\Delta ELAc$
-	-	-	-	3,9	5,8	494	6012	0
1	0,5	0,0	0,0	4,4	5,8	494	6113	101
2	1,0	0,0	0,0	4,9	5,8	494	6216	204
3	1,5	0,0	0,0	5,4	5,8	494	6323	311
4	2,0	0,0	0,0	5,9	5,8	494	6433	421

**VALORES DE LOS PARÁMETROS EN EL MODELO DEL BALANCE DE MASA DE LOS GLACIARES ACTUALES**

Valores de las temperaturas y la precipitación (en el nivel de la estación 1) y la ELA climática

**RESULTADOS DE LOS FORZAMIENTOS CLIMÁTICOS**

Número del ensayo Incrementos aplicados Variación de los parámetros Niveles críticos de la ELA climática

**Figura 4.20:** hoja de cálculo para analizar los resultados de los forzamientos del modelo del balance de masa de los glaciares actuales.

La hoja de cálculo se programó para estimar automáticamente el desnivel de la ELA climática resultante de cada ensayo con respecto a su altitud en el modelo del balance de masa de los glaciares actuales. El desnivel expresa el impacto de los forzamientos en la ELA climática, que se repitieron sistemáticamente que se elevó sobre la cumbre del Nevado Coropuna. Aunque esa cota supera el límite superior de las masas de hielo del sector NE, con esa estrategia se obtuvo un modelo global del que pueden deducirse valoraciones para todo el sistema glaciar o cualquiera de los aparatos que lo constituyen. Los valores críticos de la ELA climática que se elevaron sobre los glaciares o la cima del complejo volcánico se resaltaron en color rojo para facilitar la identificación de los resultados.



## 4.4. RESULTADOS

A continuación se van a presentar los resultados que se obtuvieron como consecuencia de la aplicación de los métodos explicados en apartados anteriores:

1) Estadísticas de las temperaturas del aire y el suelo deducidas de los registros realizados por los sensores instalados en las estaciones de la quebrada Queñua Ranra:

- Estadísticas diarias.
- Estadísticas anuales.
- Estadísticas mensuales.

2) Frecuencia mensual de los procesos característicos del intervalo de actividad del piso morfoclimático periglacial y sus límites superior e inferior:

- Ausencia de la helada.
- Ciclos de congelación y deshielo.
- Condiciones de congelación permanente.

3) Gradientes térmicos verticales:

- Gradiente vertical de la temperatura del aire.
- Gradiente vertical de la temperatura del suelo.

4) Series de registros de la estación de Andahua:

- Precipitación (1965-2003).
- Temperatura (2002-2003).

5) Diagramas bioclimáticos elaborados con los registros termopluviométricos de la estación de Andahua.

6) Modelos digitales de la distribución altitudinal actual de las temperaturas y la precipitación:

- Temperatura del aire.
- Temperatura del suelo.
- Precipitación.

7) Modelo del balance de masa de los glaciares actuales.

8) Modelos del balance de masa de los paleoglaciares durante la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional.

9) Modelos digitales de la distribución altitudinal de las paleotemperaturas del aire y el suelo y la paleoprecipitación durante la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional.

10) Forzamientos del modelo del balance de masa de los glaciares actuales, que elevaron la ELA climática hasta los niveles críticos que provocarían la desaparición de sus zonas de acumulación, destinándolos a desaparecer en el plazo de tiempo que las condiciones ambientales precisasen para fundir la masa de hielo restante.

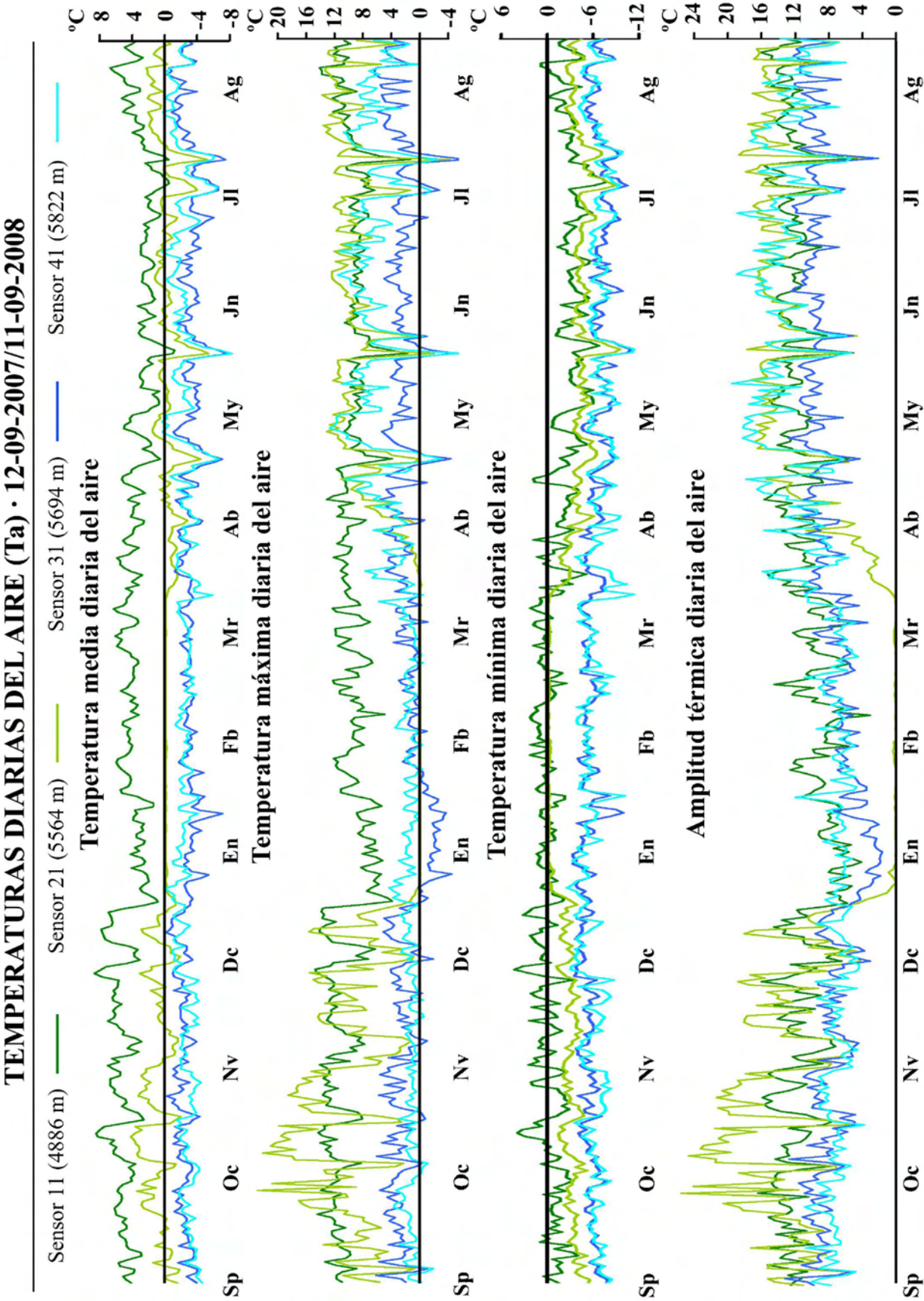


Figura 4.21: evolución de la temperatura diaria del aire durante el periodo analizado.

#### **4.4.1. Regímenes de las temperaturas del aire y el suelo**

##### **4.4.1.a) Estadísticas diarias de las temperaturas del aire y el suelo**

La aplicación de los procedimientos anteriormente explicados generó 32 series de datos constituidas por las temperaturas medias, máximas y mínimas y las amplitudes térmicas diarias del aire y el suelo registradas en cada estación, desde el 12 de septiembre de 2007 hasta el 11 de septiembre de 2008. Su representación gráfica (figuras 4.21 y 4.22) demuestra que todas las variables evolucionaron simultáneamente en los cuatro niveles altitudinales, conformando una sucesión de pulsaciones que tuvieron entre algunos días y varias semanas de duración y una configuración más irregular al aire libre y más homogénea en el interior del suelo. Además de ese patrón común, las temperaturas tuvieron las características que se exponen a continuación.

#### **Características de las temperaturas diarias del aire**

##### **Temperaturas medias diarias del aire**

- **Estación 1 (4886 m):** se mantuvieron casi siempre por encima de 0°C, aunque presentaron algunos picos negativos esporádicos durante el invierno.
- **Estación 2 (5564 m):** durante la mayor parte del año oscilaron varios grados por encima y por debajo del nivel de congelación, y desde principios de enero hasta mediados de marzo se estabilizaron en una o dos décimas negativas.
- **Estaciones 3 (5694 m) y 4 (5822 m):** no llegaron a superar el umbral del deshielo.

##### **Temperaturas máximas diarias del aire**

Como norma general se elevaron por encima de 0°C todos los días del año en los cuatro niveles, con dos excepciones:

- **Estación 2:** entre enero y marzo se equilibraron en el nivel de las medias diarias, reduciéndose a sólo unas décimas negativas.
- **Estación 3:** durante el mes de enero descendieron varios grados por debajo del nivel de congelación.

##### **Temperaturas mínimas diarias del aire**

- **Estaciones 2, 3 y 4:** los registros descendieron todas las noches varios grados bajo 0°C, salvo en la estación 2 durante los meses de verano (enero, febrero y marzo), en los que se equipararon con las medias y las máximas diarias dentro de un reducido intervalo de sólo unas décimas negativas.
- **Estación 1:** la disminución de las mínimas por debajo del umbral de congelación sólo fue permanente en invierno (desde junio a agosto), alternándose el resto del año ciclos de varias noches consecutivas con helada con otros durante los que la congelación no llegó a producirse.

##### **Amplitudes térmicas diarias del aire**

A lo largo del periodo analizado demostraron una gran variabilidad en todos los niveles, dentro de un rango entre 5 y 13°C. Sin embargo en la estación 2 descendieron durante los meses de verano a sólo una o dos décimas, coherentemente con el comportamiento observado en los promedios y las temperaturas máximas y mínimas diarias.



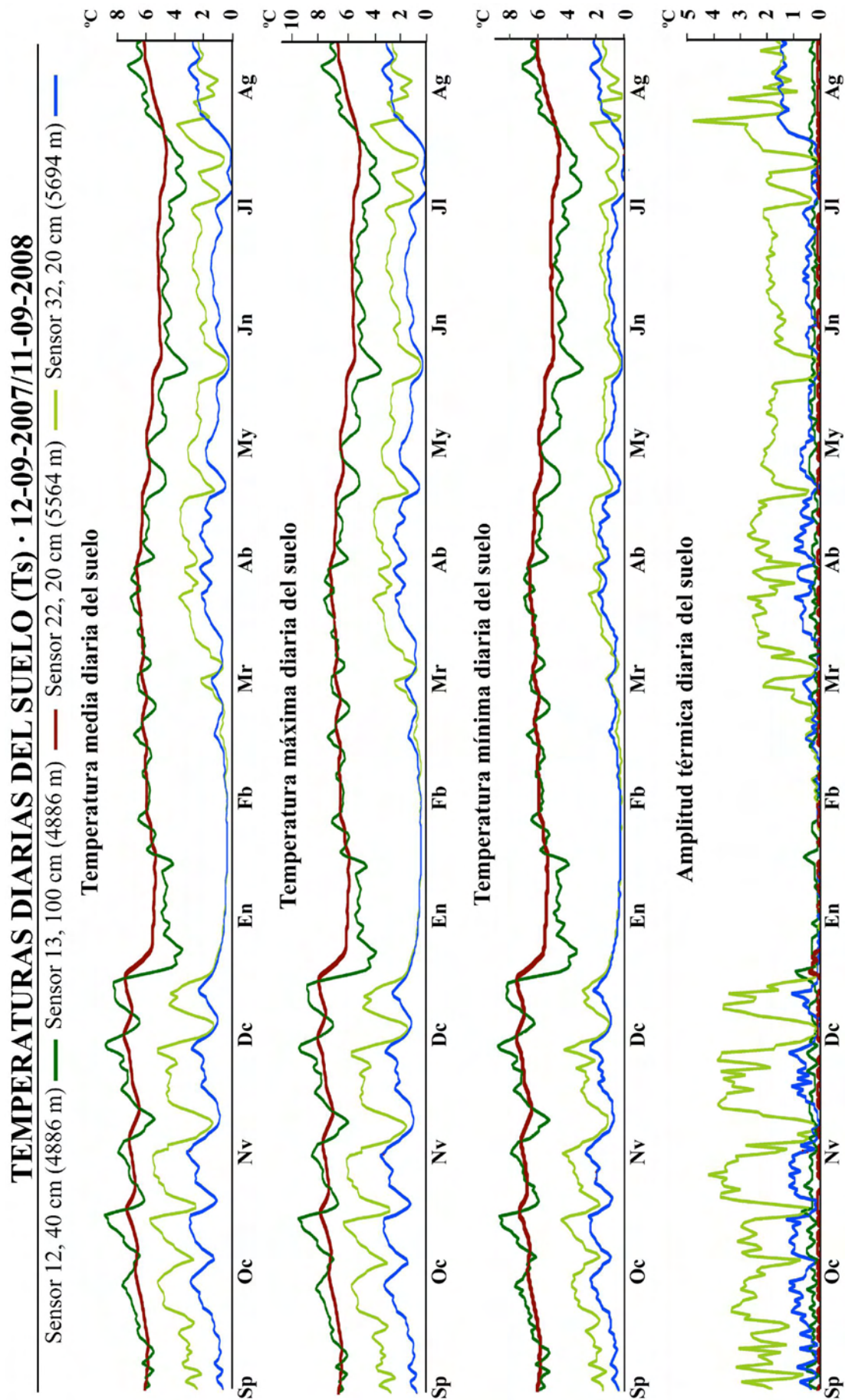


Figura 4.22: evolución de la temperatura diaria del suelo durante el periodo analizado.

### **Características de las temperaturas diarias del suelo**

#### **Estación 1 (4886 m)**

- Las series de datos deducidas de los sensores 12 y 13, enterrados en la estación 1 a 40 y 100 cm por debajo de la superficie, permitieron observar la variación de la temperatura del suelo con la profundidad.
- Los registros de ambos sensores estuvieron comprendidos entre una mínima absoluta de 2,9 y una máxima de 9,1°C, con un promedio de sus amplitudes térmicas diarias muy reducido (entre 0,1 y 0,3°C).
- Durante la mayor parte del año la temperatura del suelo descendió con la profundidad.
- Sin embargo esa tendencia se invirtió a lo largo de fases de diferente duración.
  - En el mes de enero.
  - Desde mediados de abril a principios de agosto.
  - En episodios de algunos días repartidos a lo largo del resto del periodo.

#### **Estaciones 2 (5564 m) y 3 (5694 m)**

- Las temperaturas medias, máximas y mínimas diarias de los registros de los sensores 22 y 32 oscilaron dentro de un intervalo entre 0°C y 8°C.
- Durante el verano las dos series se nivelaron en un intervalo entre 0 y 1°C, coincidiendo con la estabilización de las temperaturas del aire algunas décimas de grado por debajo del umbral de congelación.
- La amplitud térmica en el interior del suelo presentó dos realidades diferentes:
  - Se redujo a algunas décimas de grado durante el verano, equilibrándose con la amplitud térmica al aire libre.
  - El resto del año la amplitud térmica del suelo se caracterizó por presentar fuertes oscilaciones, con una intensidad superior en la estación 2 (alcanzando entre 1 y 5°C), y menor en la estación 3 (de 0,5 a 1°C), en la que se incrementó ligeramente durante el mes de agosto (situándose entre 1 y 2°C).

#### 4.4.1.b) Estadísticas anuales de las temperaturas del aire y el suelo

Las series de las temperaturas medias, máximas y mínimas diarias y sus amplitudes térmicas sirvieron para calcular las estadísticas anuales de las cuatro estaciones. Los datos se resumen en la tabla de la figura 4.23 junto con la altitud, el intervalo de registro y la profundidad a la que fueron enterrados los termómetros del suelo.

ESTADÍSTICAS ANUALES DE LAS TEMPERATURAS DEL AIRE (Ta) Y EL SUELO (Ts) · 12-09-2007/11-09-2008											
	Sensor	Altitud	Intervalo	Promedios			Valores extremos		Amplitud		
		(m)	(min)	Media	Máxima	Mínima	Máxima	Mínima	Media	Máxima	Mínima
Ta	11	4886	45	3,9	10,0	-1,3	14,7	-7,8	11,3	16,4	3,1
	21	5564	45	0,1	6,9	-3,0	22,8	-9,5	9,9	25,5	0,0
	31	5694	45	-2,9	1,9	-6,1	6,4	-10,9	8,1	13,2	1,7
	41	5822	45	-2,5	3,4	-6,3	12,7	-11,3	9,7	19,5	3,8
Ts	12	4886	30	5,8	6,0	5,7	9,1	2,9	0,2	0,9	0,0
	13	4886	30	6,0	6,1	6,0	7,6	4,5	0,1	0,4	0,0
	22	5564	30	2,4	3,1	1,6	7,6	0,2	1,6	4,8	0,0
	32	5694	30	1,3	1,5	1,1	3,9	-0,2	0,5	1,7	0,0
Profundidad de los sensores de temperatura del suelo: 12 (40 cm), 13 (100 cm), 22 (20 cm), 32 (20 cm)											

Profundidad de los sensores de temperatura del suelo: 12 (40 cm), 13 (100 cm), 22 (20 cm), 32 (20 cm)

**Figura 4.23:** estadísticas anuales de las temperaturas del aire y el suelo.

#### Características de las temperaturas anuales del aire:

**Promedios anuales de las temperaturas medias, máximas y mínimas diarias:** los registros de la estación 4 presentaron un comportamiento anómalo con respecto al resto de estaciones.

- Los promedios anuales de las medias y máximas diarias deducidas de los registros de los sensores 11, 21 y 31 se redujeron con la altitud, coherentemente con la tendencia natural de la temperatura del aire, pasando de 3,9 y 10,0°C en el nivel de la estación 1, a 0,1 y 6,9°C en el de la estación 2, y -2,9 y 1,9°C en el de la estación 3.
- Sin embargo los mismos parámetros fueron superiores en la estación 4 (-2,5 y 3,4°C) que en la estación 3 (-2,9 y 1,9°C), a pesar de que la primera se encuentra 128 m más elevada que la segunda, y los promedios anuales de las mínimas diarias en los niveles de las cuatro estaciones disminuyeron normalmente con la altitud (-1,3; -3,0; -6,1 y -6,3°C).

#### **Temperaturas máximas y mínimas absolutas:**

- Las temperaturas máximas absolutas de los sensores 11, 21, 31 y 41 fueron respectivamente 14,7; 22,8; 6,4 y 12,7°C, de manera que en las estaciones 2 y 4 superaron en 8,1 y 6,3°C los registros de las estaciones 1 y 3.
- Por el contrario las temperaturas mínimas absolutas disminuyeron normalmente con la altitud, con mediciones de -7,8; -9,5; -10,9 y -11,3°C.

#### **Promedios anuales de las amplitudes térmicas diarias:**

Aunque los promedios de las amplitudes térmicas diarias de las estaciones 1, 2 y 3 decrecieron de manera proporcional a la altitud (11,3; 9,9 y 8,1°C), entre el nivel de la estación 3 y el de la estación 4 se elevaron 1,6°C, alcanzando un valor de 9,7°C.



**Características de las temperaturas anuales del suelo:** la distribución de los sensores enterrados permitió realizar observaciones sobre la variación de la temperatura del suelo con la altitud (entre las estaciones 1, 2 y 3) y la profundidad (entre los sensores 12 y 13 de la estación 1).

### **Variación de los parámetros con la altitud**

#### **- Variación de los promedios anuales de las temperaturas medias, máximas y mínimas diarias con la altitud:**

- Los promedios anuales de las medias, máximas y mínimas diarias deducidas de los registros de los termómetros instalados en las estaciones 1, 2 y 3 en profundidades medias (sensores 12, 22 y 32) también se redujeron con la altitud, demostrando la misma tendencia que las mediciones de la temperatura del aire.

- El promedio de las temperaturas medias diarias pasó de 5,8°C en la estación 1 (4886 m) a 2,4°C en la estación 2 (5564 m) y 1,3°C en la estación 3 (5694 m), el de las máximas diarias de 6,0 a 3,1 y 1,5°C, y el de las mínimas diarias de 5,7 a 1,6 y 1,1°C.

#### **- Variación de las temperaturas máximas y mínimas absolutas con la altitud:**

Los valores extremos registrados por los termómetros 12, 22 y 32 disminuyeron con la altitud, tanto las temperaturas máximas (9,1; 7,6 y 3,9°C), como las mínimas absolutas (2,9; 0,2 y -0,2°C).

#### **- Variación de las amplitudes térmicas diarias con la altitud:**

A diferencia de lo sucedido en el caso de los promedios de las amplitudes térmicas diarias del aire, que se redujeron con la altitud, el promedio de las amplitudes térmicas del suelo no experimentó una variación lineal entre las estaciones. Se incrementó 1,4°C entre el nivel del sensor 12 (0,2°C) y el del sensor 22 (1,6°C), y posteriormente se redujo 1,1°C desde esa cota hasta la del sensor 32 (0,5°C).

### **Variación de los parámetros con la profundidad**

#### **- Variación de los promedios anuales de las temperaturas medias, máximas y mínimas diarias con la profundidad:**

Los promedios anuales de las medias, máximas y mínimas diarias deducidas de los registros de los termómetros 12 y 13, instalados en la estación 1 a 40 y 100 cm por debajo de la superficie se incrementaron entre ambos niveles. El promedio de las medias diarias aumentó 0,2°C, pasando de 5,8 a 6,0°C, el de las máximas 0,1°C (de 6,0 a 6,1°C), y el de las mínimas 0,3°C (de 5,7 a 6,0°C).

#### **- Variación de las temperaturas máximas y mínimas absolutas con la profundidad:**

Las temperaturas extremas registradas por los sensores 12 y 13 evolucionaron de diferente manera. Las máximas absolutas descendieron 1,5°C (de 9,1 a 7,6°C), y las mínimas aumentaron 1,6°C (de 2,9 a 4,5°C).

#### **- Variación del promedio anual de la amplitud térmica diaria con la profundidad:**

La amplitud térmica del suelo disminuyó con la profundidad en la estación 1, reduciéndose su promedio anual de 0,2°C en el nivel del sensor 12 (40 cm) a 0,1°C en el del sensor 13 (100 cm).

#### 4.4.1.c) Estadísticas mensuales de las temperaturas del aire y el suelo

El tratamiento de las estadísticas diarias permitió deducir las medias, máximas y mínimas y las amplitudes térmicas mensuales de las temperaturas del aire y el suelo. Los resultados se recogen en las tablas de las figuras 4.24 y 4.25, indicando la denominación y la altitud de las estaciones y la profundidad de los sensores enterrados en el suelo.

**Características de las temperaturas mensuales del aire:** las estadísticas mensuales de la temperatura del aire (figura 4.24) presentaron una realidad diferente en las estaciones 1 y 3, donde fueron plenamente compatibles con las pautas del clima tropical y la evolución altitudinal de la temperatura, y en las estaciones 2 y 4, en las que no se adaptaron a las tendencias esperadas.

ESTADÍSTICAS MENSUALES DE LAS TEMPERATURAS DEL AIRE (Ta) · 12-09-2007/11-09-2008																
Sensor	11 4886				21 5564				31 5694				41 5822			
Altitud (m)	MEDIA	MÁX	MÍN	AT	MEDIA	MÁX	MÍN	AT	MEDIA	MÁX	MÍN	AT	MEDIA	MÁX	MÍN	AT
Sp	3,4	10,7	-2,6	12,9	0,1	8,5	-3,8	12,3	-2,7	3,3	-6,5	9,8	-3,0	2,2	-6,5	8,6
Oc	5,5	12,0	-0,5	12,5	1,7	13,7	-3,0	16,7	-2,2	2,9	-5,7	8,7	-2,7	1,4	-6,0	7,5
Nv	5,3	11,7	-0,5	12,2	0,8	11,1	-3,2	14,3	-2,1	2,5	-5,4	7,8	-3,0	1,0	-6,5	7,4
Dc	6,1	12,1	0,8	11,3	0,7	8,7	-2,7	11,4	-1,9	2,5	-4,8	7,4	-2,2	1,3	-5,3	6,6
En	2,7	6,8	-0,1	7,0	-0,3	0,1	-0,6	0,7	-3,5	-1,7	-5,2	3,5	-2,0	1,8	-4,9	6,8
Fb	4,5	9,4	0,6	8,8	-0,1	-0,1	-0,2	0,1	-3,1	0,4	-5,3	5,7	-2,5	1,3	-5,4	6,7
Mr	4,5	9,7	0,2	9,5	-0,1	-0,1	-0,2	0,1	-2,9	1,4	-5,5	6,9	-2,8	1,3	-5,9	7,2
Ab	4,1	10,5	-1,8	12,3	-1,0	2,3	-3,0	5,3	-2,6	3,0	-6,1	9,1	-2,9	3,5	-7,1	10,6
My	2,8	9,2	-2,8	12,0	-0,4	9,1	-4,6	13,7	-3,5	2,3	-7,1	9,4	-2,4	7,0	-7,3	14,3
Jn	1,9	8,4	-3,7	12,1	-0,7	8,7	-5,0	13,7	-3,6	1,9	-7,5	9,4	-2,7	6,1	-7,1	13,3
Jl	1,9	8,5	-3,7	12,2	-0,2	9,9	-4,9	14,8	-3,8	2,2	-7,7	9,9	-2,2	7,0	-7,1	14,0
Ag	2,9	9,6	-3,1	12,7	0,3	10,4	-4,3	14,8	-2,9	2,8	-6,7	9,5	-1,9	6,5	-6,6	13,1
Promedio	3,8	9,9	-1,4	11,3	0,1	6,9	-3,0	9,8	-2,9	1,9	-6,1	8,1	-2,5	3,4	-6,3	9,7

Figura 4.24: estadísticas mensuales de las temperaturas del aire.

**Estación 1 (4886 m):** los promedios mensuales se adaptaron a los ciclos estacionales tropicales. Al principio del verano se dieron los promedios mensuales más elevados de las medias y las máximas diarias (6,1 y 12,1°C en diciembre), y en los meses de invierno los promedios más reducidos de las medias y las mínimas (1,9°C y -3,7°C en junio y julio). Las amplitudes térmicas medias mensuales quedaron comprendidas entre un máximo en septiembre (12,9°C) y un mínimo en enero (7,0°C).

**Estación 2 (5564 m):** la media mensual osciló por encima y por debajo del umbral de congelación, con un máximo en octubre (1,7°C) y un mínimo en abril (-1,0°C) que no se adecuaron al ciclo tropical. Tampoco lo hicieron completamente los valores extremos: el mayor promedio mensual de las máximas diarias ocurrió en octubre (13,7°C) y el menor promedio de las mínimas en junio (-5,0°C). La amplitud térmica más elevada sucedió en octubre (16,7°C) y la más reducida en febrero y marzo (0,1°C).

**Estación 3 (5694 m):** coherentemente con los ritmos del clima tropical, los promedios mensuales de las medias diarias descendieron todos los meses por debajo de 0°C, con el mayor enfriamiento durante el invierno (-3,8°C en julio) y el menor al comienzo del verano (-1,9°C en diciembre). Las estadísticas de los valores extremos también fueron compatibles con los resultados esperados: el promedio mensual más elevado de las máximas diarias ocurrió en septiembre (3,3°C) y el promedio más reducido de las mínimas en julio (-7,7°C). La mayor amplitud térmica mensual se dio en julio (9,9°C) y la menor en enero (3,5°C).

**Estación 4 (5822 m):** los promedios mensuales de las medias, máximas y mínimas diarias superaron varios meses a sus parámetros equivalentes de la estación 3, lo mismo que los promedios de las amplitudes térmicas diarias, que fueron más elevados en mayo (14,3°C) y más reducidos en diciembre (6,6°C).

**Características de las temperaturas mensuales del suelo:** los promedios mensuales de las temperaturas medias, máximas y mínimas diarias del suelo (figura 4.25) fueron más elevados en todas las estaciones que los de la temperatura del aire, manteniéndose permanentemente por encima del umbral del deshielo. Por el contrario, debido a que el suelo funciona como un aislante térmico, los promedios mensuales de sus amplitudes térmicas diarias fueron más reducidos que al aire libre, y en el nivel de la estación 1 disminuyeron con la profundidad.

ESTADÍSTICAS MENSUALES DE LAS TEMPERATURAS DEL SUELO (Ts) · 12-09-2007/11-09-2008																
Sensor	12				13				22				32			
Altitud (m)	4886				4886				5564				5694			
Profundidad (cm)	40				100				20				20			
	MEDIA	MÁX	MÍN	AT	MEDIA	MÁX	MÍN	AT	MEDIA	MÁX	MÍN	AT	MEDIA	MÁX	MÍN	AT
Sp	6,2	6,3	6,1	0,3	6,0	6,0	5,9	0,1	2,7	3,6	1,8	1,8	1,6	2,0	1,2	0,8
Oc	7,4	7,5	7,2	0,3	6,7	6,7	6,7	0,1	4,4	5,5	3,1	2,4	2,3	2,6	1,8	0,8
Nv	6,8	6,9	6,6	0,3	6,9	6,9	6,9	0,0	3,9	5,2	2,6	2,5	1,8	2,1	1,5	0,6
Dc	7,7	7,8	7,5	0,3	7,2	7,2	7,2	0,1	3,6	4,8	2,5	2,3	1,9	2,1	1,6	0,5
En	4,6	4,5	4,7	0,2	5,8	5,8	5,7	0,1	0,8	0,8	0,7	0,1	0,7	0,7	0,7	0,0
Fb	4,6	4,5	4,7	0,2	5,8	5,8	5,8	0,0	0,4	0,4	0,3	0,1	0,4	0,4	0,4	0,0
Mr	6,1	6,2	6,0	0,2	6,2	6,2	6,1	0,0	1,0	1,4	0,6	0,7	0,9	1,0	0,8	0,2
Ab	6,4	6,5	6,3	0,2	6,5	6,5	6,4	0,0	2,9	4,0	1,8	2,1	1,7	2,0	1,4	0,6
My	5,4	5,5	5,3	0,2	6,0	6,1	6,0	0,0	2,7	3,7	1,7	1,9	1,4	1,6	1,1	0,5
Jn	4,4	4,6	4,3	0,3	5,3	5,3	5,2	0,1	1,8	2,4	1,1	1,3	0,8	0,9	0,7	0,3
Jl	4,5	4,6	4,4	0,2	5,1	5,1	5,1	0,1	2,3	3,1	1,4	1,7	1,1	1,3	0,9	0,4
Ag	4,8	4,9	4,6	0,3	5,0	5,0	4,9	0,1	2,0	2,9	1,1	1,9	1,1	1,6	0,7	0,8
Promedio	5,7	5,8	5,7	0,2	6,0	6,1	6,0	0,1	2,4	3,1	1,6	1,6	1,3	1,5	1,1	0,5

Figura 4.25: estadísticas mensuales de las temperaturas del suelo.

#### Estación 1 (4886 m):

- **Sensor 12 (40 cm):** las estadísticas mensuales fueron coherentes con los ciclos estacionales tropicales. Los promedios mensuales más elevados de las medias y máximas diarias sucedieron al comienzo del verano austral (7,7 y 7,8°C en diciembre), y los más reducidos de las medias y mínimas diarias en el inicio del invierno (4,4°C y 4,3°C en junio). Las amplitudes térmicas quedaron comprendidas todos los meses entre 0,2 y 0,3°C.

- **Sensor 13 (100 cm):** a pesar de la disminución de la amplitud térmica hasta su mínima expresión (entre 0,1 y 0,0°C), las estadísticas mensuales del sensor 13 también reflejaron las pautas del clima. Los mayores promedios de las medias y máximas diarias fueron exactamente iguales y sucedieron en verano (7,2°C en el mes de diciembre), y los menores de las medias y las mínimas ocurrieron en pleno invierno (5,0 y 4,9°C en agosto).

#### Estación 2 (5564 m):

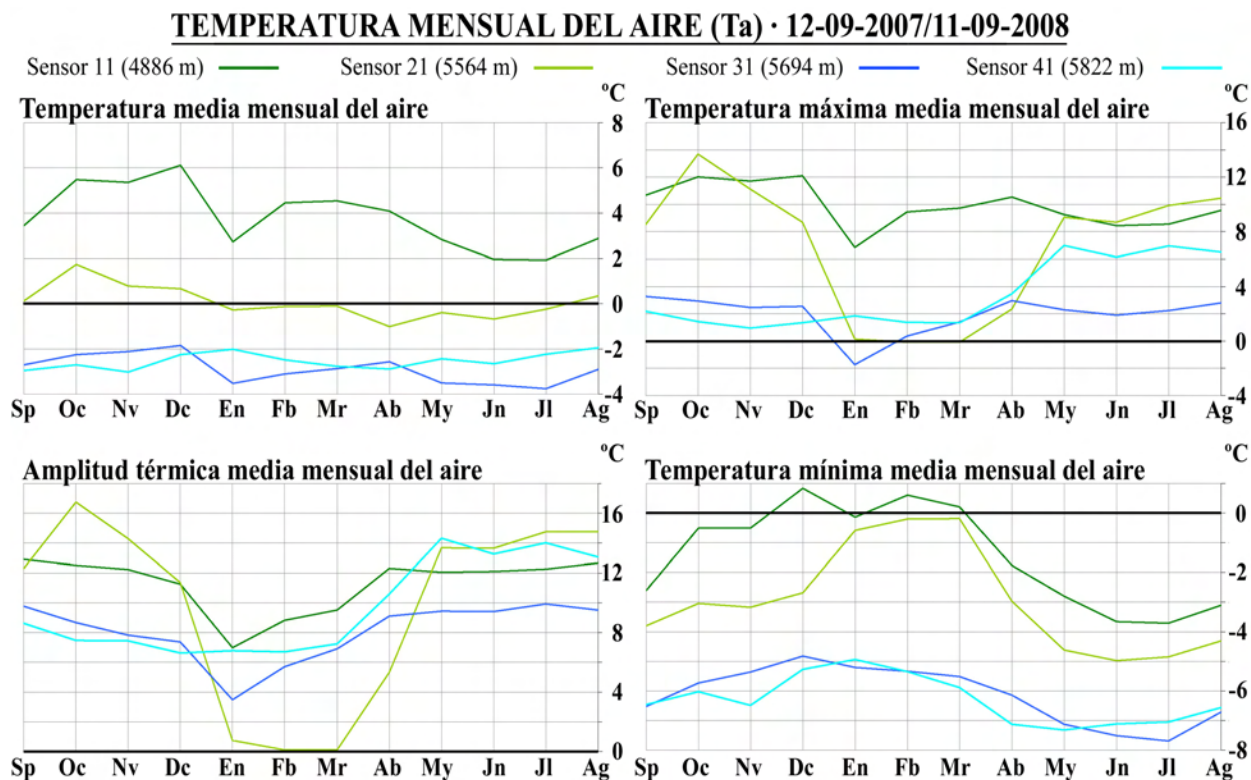
A diferencia de lo sucedido en el nivel de la estación 1, los promedios mensuales de las temperaturas registradas diariamente por el sensor 22 demostraron independencia mayor del clima. Los promedios mensuales más elevados de las medias y máximas diarias sucedieron en el mes de octubre (4,4 y 5,5°C), y los más reducidos de las medias y las mínimas diarias en pleno verano (0,4°C en febrero). La amplitud térmica mensual fue considerablemente más elevada que en la estación 1, quedando comprendida entre el máximo de noviembre (2,5°C) y los mínimos registrados en enero y febrero (0,1°C), que reflejan la presencia de la capa de nieve que cubrió el enterramiento del sensor 22 durante la estación de las lluvias.

#### Estación 3 (5694 m):

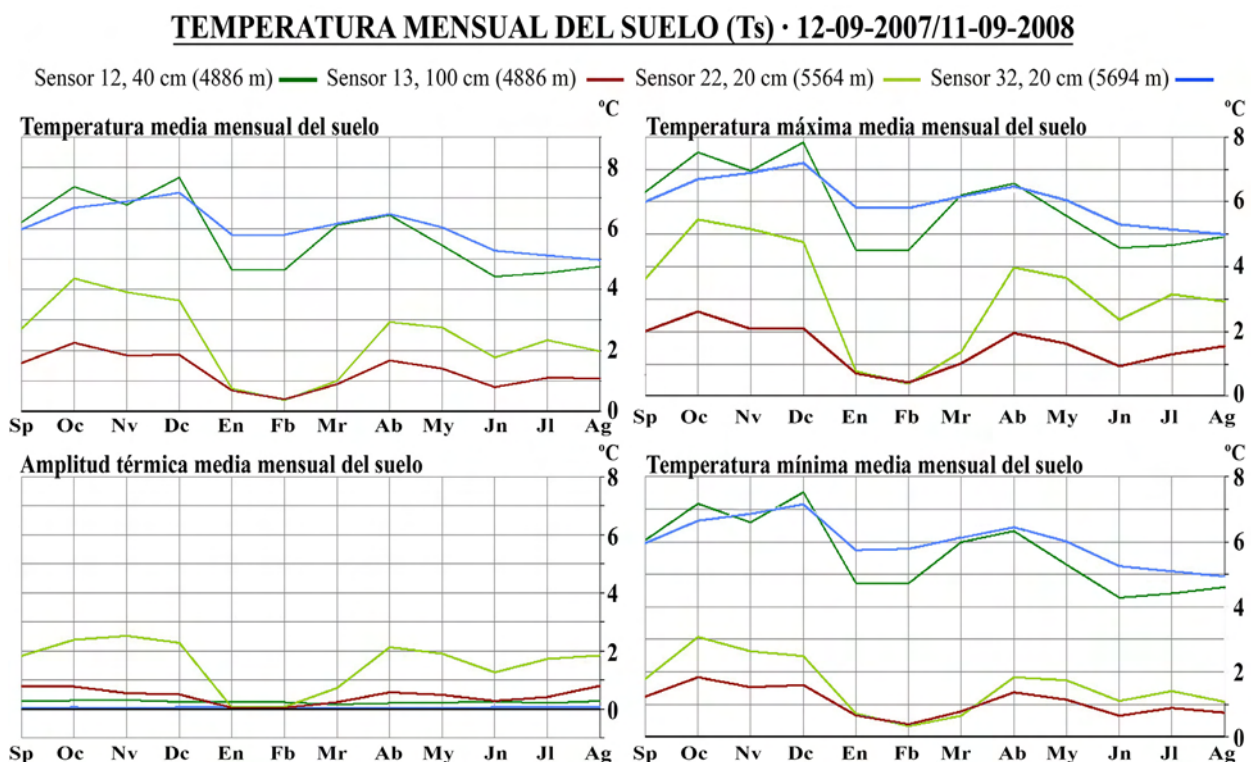
Aunque con valores más moderados, los promedios mensuales mayores y menores de los registros diarios del sensor 32 sucedieron durante los mismos meses que en el sensor 22. La media mensual y la máxima media mensual más elevadas ocurrieron en octubre (2,3 y 2,6 °C), y las más reducidas en febrero (0,4°C).



En los gráficos de las figuras 4.26 y 4.27 se ha representado la evolución de las estadísticas mensuales de la temperatura del aire y el suelo desde el 12 de septiembre de 2007 hasta el 11 de septiembre de 2008, señalando con una línea negra el nivel de congelación (0°C).



**Figura 4.26:** evolución de la temperatura mensual del aire durante el periodo analizado.



**Figura 4.27:** evolución de la temperatura mensual del suelo durante el periodo analizado.

#### 4.4.2. Ciclos de congelación y deshielo, condiciones de congelación permanente y ausencia de la helada al aire libre y en el interior del suelo

El tratamiento estadístico de las series de las temperaturas máximas y mínimas diarias de cada sensor permitió determinar el número de días de cada mes en los que se dieron las siguientes condiciones:

**Ciclos de congelación y deshielo (C-D):** días con temperaturas mínimas  $< 0^{\circ}\text{C}$  y temperaturas máximas  $> 0^{\circ}\text{C}$ .

**Congelación permanente (C):** días con temperaturas máximas  $< 0^{\circ}\text{C}$ .

**Ausencia de la helada (D):** días con temperaturas mínimas  $> 0^{\circ}\text{C}$ .

Los resultados, que se han resumido en la tabla de la figura 4.28, indicaron que los ciclos de congelación y deshielo, el congelamiento permanente y la ausencia de la helada presentaron una realidad muy diferente en el aire y el suelo.

- **En el interior del suelo:** no se produjeron procesos de congelación, con excepción de tres episodios consecutivos sucedidos en el nivel de la estación 3 (5694 m) los días 1, 2 y 3 de agosto de 2008, durante los que las mínimas diarias descendieron sólo unas décimas por debajo del umbral de  $0^{\circ}\text{C}$ .

- **Al aire libre:** los ciclos de congelación y deshielo ocurrieron con una frecuencia muy elevada que se incrementó con la altitud. En la estación 1 las condiciones de congelación nunca fueron permanentes y en los demás niveles no sucedieron días sin helada.

CICLOS DE CONGELACIÓN Y DESHIELO AL AIRE LIBRE Y EN EL INTERIOR DEL SUELO																									
Sensores de la temperatura del aire (Ta)												Sensores de la temperatura del suelo (Ts)													
11			21			31			41			12			13			22			32				
4886 m			5564 m			5694 m			5822 m			4886 m			4886 m			5564 m			5694 m				
C-D	C	D	C-D	C	D	C-D	C	D	C-D	C	D	C-D	C	D	C-D	C	D	C-D	C	D	C-D	C	D		
Sp	25	0	5	30	0	0	29	1	0	27	3	0	0	0	30	0	0	30	0	0	30	0	0	30	Sp
Oc	20	0	11	31	0	0	28	3	0	27	4	0	0	0	31	0	0	31	0	0	31	0	0	31	Oc
Nv	19	0	11	30	0	0	27	3	0	28	2	0	0	0	30	0	0	30	0	0	30	0	0	30	Nv
De	8	0	23	31	0	0	28	3	0	30	1	0	0	0	31	0	0	31	0	0	31	0	0	31	De
En	15	0	16	9	22	0	3	28	0	31	0	0	0	0	31	0	0	31	0	0	31	0	0	31	En
Fb	6	0	23	0	29	0	17	12	0	27	2	0	0	0	29	0	0	29	0	0	29	0	0	29	Fb
Mr	13	0	18	0	31	0	29	2	0	28	3	0	0	0	31	0	0	31	0	0	31	0	0	31	Mr
Ab	26	0	4	25	5	0	28	2	0	29	1	0	0	0	30	0	0	30	0	0	30	0	0	30	Ab
My	29	0	2	31	0	0	27	4	0	28	3	0	0	0	31	0	0	31	0	0	31	0	0	31	My
Jn	30	0	0	29	1	0	26	4	0	28	2	0	0	0	30	0	0	30	0	0	30	0	0	30	Jn
Jl	31	0	0	31	0	0	27	4	0	28	3	0	0	0	31	0	0	31	0	0	31	0	0	31	Jl
Ag	31	0	0	30	1	0	29	2	0	29	2	0	0	0	31	0	0	31	0	0	31	3	0	28	Ag
Total	253	0	113	277	89	0	298	68	0	340	26	0	0	0	366	0	0	366	0	0	366	3	0	363	Total

C-D: días con ciclos de congelación y deshielo (Tmáx >0°C y Tmín <0°C). C: días con congelación permanente (Tmáx <0°C). D: días sin congelación (Tmín >0°C)




C-D: días con ciclos de congelación y deshielo ( $T_{\text{máx}} > 0^{\circ}\text{C}$  y  $T_{\text{mín}} < 0^{\circ}\text{C}$ ). C: días con congelación permanente ( $T_{\text{máx}} < 0^{\circ}\text{C}$ ). D: días sin congelación ( $T_{\text{mín}} > 0^{\circ}\text{C}$ )

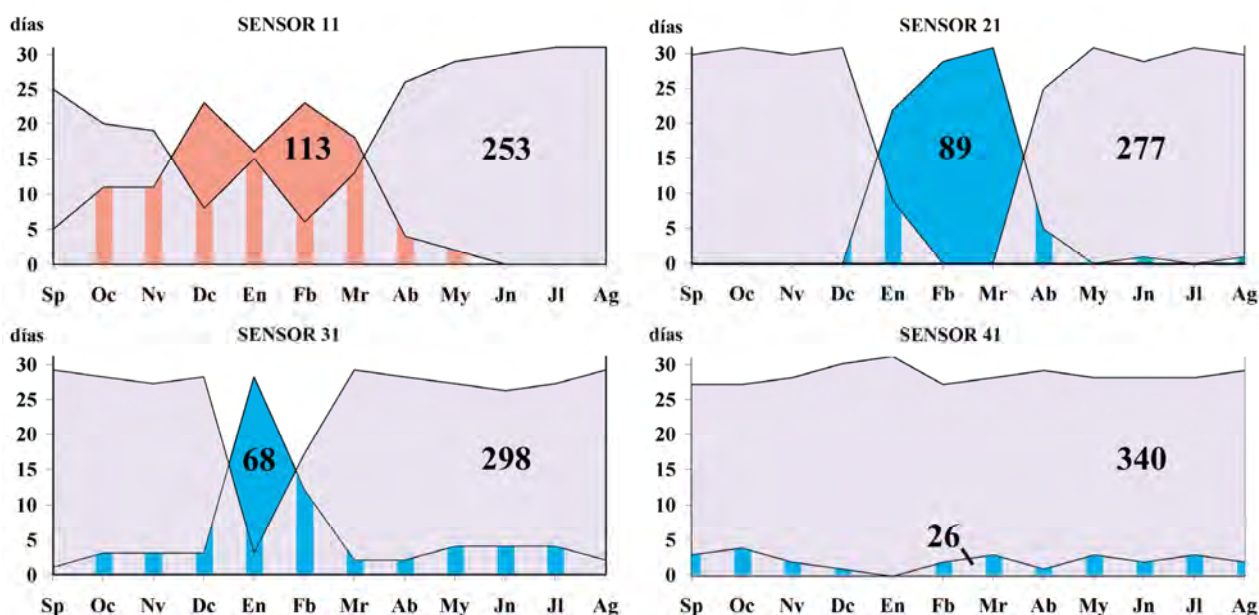
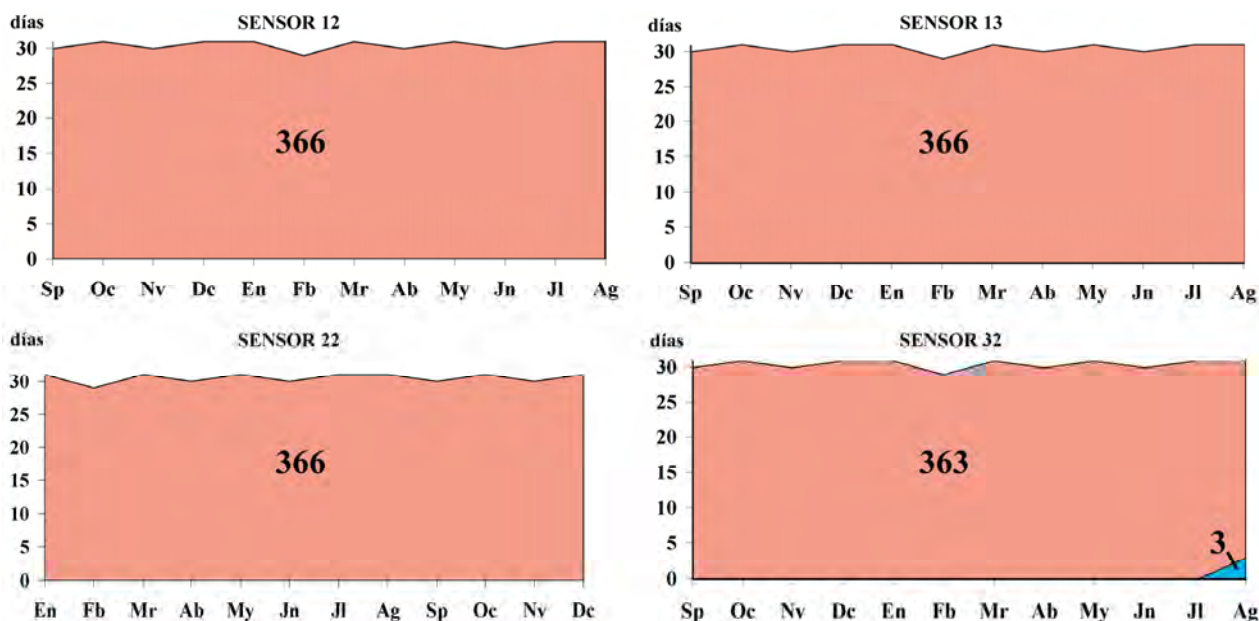
**Figura 4.28:** número mensual de días durante los que las temperaturas del aire y el suelo propiciaron condiciones de congelación permanente, ausencia absoluta de los procesos de congelación o ciclos de congelación y deshielo.

El gráfico de la siguiente página (figura 4.29), deducido del tratamiento estadístico de los registros realizados entre el 12 de septiembre de 2007 y el 11 de septiembre de 2008 por los ocho sensores instalados en la quebrada Queñua Ranra, expresa la distribución de las condiciones de congelación permanente, los ciclos de congelación y deshielo y los días sin helada

## Red de estaciones termométricas de la quebrada Queñua Ranra (cuadrante NE del Nevado Coropuna)

**CICLOS DE CONGELACIÓN Y DESHIELO**

-  Días sin helada: la temperatura mínima es  $> 0^{\circ}\text{C}$  y no se producen procesos de congelación.  
 Días con ciclos de congelación y deshielo: el mismo día la temperatura mínima es  $< 0^{\circ}\text{C}$  y la temperatura máxima es  $> 0^{\circ}\text{C}$ .  
 Días con congelación permanente: la temperatura máxima es  $< 0^{\circ}\text{C}$  y no se producen procesos de deshielo.

**Ciclos de congelación y deshielo de la temperatura del aire****Ciclos de congelación y deshielo de la temperatura del suelo**

**Figura 4.29:** distribución mensual del número de días sin helada, con ciclos de congelación y deshielo o con congelación permanente. Las áreas rayadas representan los meses durante los que sucedieron días con ciclos de congelación y deshielo y días sin helada o con congelación permanente.



El gráfico de la figura 4.29 refleja que la frecuencia de los procesos de congelación fue prácticamente irrelevante en el interior del suelo, en tanto que al aire libre se dieron las siguientes condiciones en cada una de las cuatro estaciones:

#### **Estación 1 (4886 m)**

- La congelación nunca fue permanente.
- La helada ni siquiera llegó a producirse durante 113 días, que se repartieron del siguiente modo:
  - Fueron habituales durante los meses de verano: diciembre (23), enero (16), febrero (23) y marzo (18).
  - No ocurrieron en invierno (0).
  - Los demás meses constituyeron etapas de transición entre las anteriores estaciones, de manera que las noches sin helada tendieron a reducirse en abril (4) y mayo (2) y a aumentar en septiembre (5), octubre (11) y noviembre (11).
- Los ciclos de congelación y deshielo sucedieron 253 días, con la siguiente frecuencia mensual:
  - Máxima durante el invierno: junio (30), julio (31) y agosto (31).
  - Mínima en los meses del verano: diciembre (8), enero (15), febrero (6) y marzo (13).
  - Intermedia el resto del año, tendiendo a incrementarse en abril (26) y mayo (29) y a disminuir en septiembre (20) y noviembre (19).

#### **Estación 2 (5564 m)**

- Los ciclos de congelación y deshielo se produjeron 277 días, con una frecuencia que disminuyó drásticamente en enero (9), febrero (0) y marzo (0), y creció notablemente en abril (25) y los demás meses, durante los que ocurrieron prácticamente a diario.
- La congelación fue permanente durante 89 días, que se concentraron en enero (22), febrero (29) y marzo (31), se redujeron ostensiblemente en abril (5), y desaparecieron el resto del año.

#### **Estación 3 (5694 m)**

- Los ciclos de congelación y deshielo se dieron 298 días, con una frecuencia menor en el verano, en enero (3) y febrero (17), y superior los demás meses, durante los que alcanzó entre 26 y 29 días.
- Todos los meses sucedieron periodos con condiciones de congelación permanente, con una periodicidad máxima en enero (28), menor en febrero (12) y mínima el resto de meses, durante los que ocurrieron entre 1 y 4 días.

#### **Estación 4 (5822 m)**

- Presentó la frecuencia más elevada de los ciclos de congelación y deshielo, 340 días en total, que comprendieron todas las jornadas de enero y entre 27 y 30 el resto de meses.
- La periodicidad de la congelación permanente disminuyó considerablemente con respecto a las estaciones 1, 2 y 3. Desapareció completamente en enero y ocurrió los otros meses entre 1 y 4 días.

#### 4.4.3. Gradientes verticales de las temperaturas del aire y el suelo y paleotemperaturas durante la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional

##### 4.4.3.a) Resultados de las estimaciones de los gradientes verticales de la temperatura del aire y el suelo y la depresión de las paleotemperaturas

Los promedios anuales de las temperaturas en diferentes niveles altitudinales sirvieron para determinar los gradientes térmicos verticales del aire (GTVa) y el suelo (GTVs) entre las cuatro estaciones, calculando los cocientes entre la diferencia de los promedios de las temperaturas registradas diariamente por cada par de sensores (11-21, 21-31, 31-41, 11-31, 12-22, 22-32 y 12-32) y el desnivel existente entre las estaciones 1 y 2 (678 m), 2 y 3 (130 m), 3 y 4 (128 m) y 1 y 3 (808 m).

Después de estimar los gradientes térmicos verticales se evaluó la depresión de las temperaturas del aire y el suelo en 1986, 1955, durante la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional (RLGM), mediante el producto de los gradientes por la depresión de las ELAs y las paleoELAs en cada una de esas fases.

En las figuras 4.30 y 4.31 se han representado las hojas de cálculo que se programaron con ese cometido, señalando en color rojo las estimaciones de los gradientes verticales y sus promedios y en color azul las valoraciones de la depresión de la temperatura.

Los resultados que tuvieron mayor interés fueron los que se refieren a la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional, porque más adelante serían empleados para elaborar los modelos de distribución altitudinal de las paleotemperaturas, el balance de masa de los paleoglaciares y la paleoprecipitación durante esas fases (apartados 4.4.7 y 4.4.8).

GRADIENTE TÉRMICO VERTICAL (GTVa) Y DEPRESIÓN DE LA TEMPERATURA DEL AIRE (ΔTa)									
ANÁLISIS DE LOS SENSORES 11-21					ANÁLISIS DE LOS SENSORES 21-31				
Altitud (m)		↓Ta	GTVa=↓Ta/ΔZ (°C/m)		Altitud (m)		↓Ta	GTVa=↓Ta/ΔZ (°C/m)	
Sensor 11:	4886	3,9			Sensor 21:	5564	0,1		
Sensor 21:	5564	0,1	-0,0056		Sensor 31:	5694	-2,9	-0,0229	
ΔZ:	678	ΔTa:	-3,8		ΔZ:	130	ΔTa:	-3,0	
ELA		ΔELA	ΔTa=ΔELA·GTVs (°C)		ELA		ΔELA	ΔTa=ΔELA·GTVs (°C)	
2007	5968	0	0,000		2007	5968	0	0,000	
1986	5929	39	-0,220		1986	5929	39	-0,891	
1955	5923	45	-0,254		1955	5923	45	-1,028	
PEH	5886	82	-0,463		PEH	5886	82	-1,874	
RLGM	5179	789	-4,454		RLGM	5179	789	-18,030	
ANÁLISIS DE LOS SENSORES 31-41					ANÁLISIS DE LOS SENSORES 11-31				
Altitud (m)		↓Ta	GTVa=↓Ta/ΔZ (°C/m)		Altitud (m)		↓Ta	GTVa=↓Ta/ΔZ (°C/m)	
Sensor 31:	5694	-2,9			Sensor 11:	4886	3,9		
Sensor 41:	5822	-2,5	0,0029		Sensor 31:	5694	-2,9	-0,0084	
ΔZ:	128	ΔTa:	0,4		ΔZ:	808	ΔTa:	-6,8	
ELA		ΔELA	ΔTa=ΔELA·GTVs (°C)		ELA		ΔELA	ΔTa=ΔELA·GTVs (°C)	
2007	5968	0	0,000		2007	5968	0	0,000	
1986	5929	39	0,113		1986	5929	39	-0,328	
1955	5923	45	0,130		1955	5923	45	-0,379	
PEH	5886	82	0,237		PEH	5886	82	-0,690	
RLGM	5179	789	2,279		RLGM	5179	789	-6,638	
PROMEDIO GTVs 11-21,21-31,31-41,11-31= -0,0085									

**Figura 4.30:** gradientes verticales de la temperatura del aire y estimaciones de su depresión en las fechas y fases analizadas.

GRADIENTE TÉRMICO VERTICAL (GTVs) Y DEPRESIÓN DE LA TEMPERATURA DEL SUELO ( $\Delta T_s$ )				
ANÁLISIS DE LOS SENSORES 12-22				
	Altitud (m)	$\downarrow T_s$	GTVs= $\downarrow T_s/\Delta Z$ ( $^{\circ}\text{C}/\text{m}$ )	
Sensor 12:	4886	5,8		
Sensor 22:	5564	2,4		-0,0051
$\Delta Z$ :	678	$\Delta T_s$ : -3,5		
	ELA	$\Delta ELA$	$\Delta T_s = \Delta ELA \cdot GTVs$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	
2007	5968	0		0,000
1986	5929	39		-0,199
1955	5923	45		-0,230
PEH	5886	82		-0,419
RLGM	5179	789		-4,029
ANÁLISIS DE LOS SENSORES 22-32				
	Altitud (m)	$\downarrow T_s$	GTVs= $\downarrow T_s/\Delta Z$ ( $^{\circ}\text{C}/\text{m}$ )	
Sensor 22:	5564	2,4		
Sensor 32:	5694	1,3		-0,0083
$\Delta Z$ :	130	$\Delta T_s$ : -1,1		
	ELA	$\Delta ELA$	$\Delta T_s = \Delta ELA \cdot GTVs$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	
2007	5968	0		0,000
1986	5929	39		-0,323
1955	5923	45		-0,373
PEH	5886	82		-0,679
RLGM	5179	789		-6,535
ANÁLISIS DE LOS SENSORES 12-32				
	Altitud (m)	$\downarrow T_s$	GTVs= $\downarrow T_s/\Delta Z$ ( $^{\circ}\text{C}/\text{m}$ )	
Sensor 12:	4886	5,8		
Sensor 32:	5694	1,3		-0,0056
$\Delta Z$ :	808	$\Delta T_s$ : -4,5		
	ELA	$\Delta ELA$	$\Delta T_s = \Delta ELA \cdot GTVs$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	
2007	5968	0		0,000
1986	5929	39		-0,219
1955	5923	45		-0,253
PEH	5886	82		-0,461
RLGM	5179	789		-4,432
PROMEDIO GTVs 12-22,22-32,12-32				-0,0063

**Figura 4.31:** gradientes verticales de la temperatura del suelo y estimaciones de su depresión en las fechas y fases analizadas.

#### 4.4.3.b) Selección de las mejores estimaciones de los gradientes verticales de las temperaturas del aire y el suelo y la depresión de las paleotemperaturas

Los gradientes térmicos verticales deducidos de la diferencia de los promedios anuales y el desnivel entre las estaciones 1 y 3 ( $0,0084^{\circ}\text{C}/\text{m}$  para la temperatura del aire y  $0,0056^{\circ}\text{C}/\text{m}$  para la temperatura del suelo) se seleccionaron como las mejores estimaciones posibles por tres razones:

- 1) Fueron las que más se aproximaron a los promedios de las cuatro estimaciones realizadas,  $-0,0085^{\circ}\text{C}/\text{m}$  para la temperatura del aire y  $-0,0063^{\circ}\text{C}/\text{m}$  para la temperatura del suelo, con diferencias de sólo  $-0,0001^{\circ}\text{C}/\text{m}$  en el primer caso y  $-0,0007^{\circ}\text{C}/\text{m}$  en el segundo.
- 2) El análisis y la discusión de los resultados (apartado 4.5) demostraron que las mediciones de las estaciones 2 y 4 fueron afectadas por el calor geotérmico y la radiación solar.
- 3) Tenían el mayor desnivel (808 m) entre las estaciones que contaban con sensores para las temperaturas del aire y el suelo (1 y 2), pudiendo considerarse por es causa más representativas.

Las estimaciones de la depresión de las paleotemperaturas que se dedujeron de los gradientes térmicos verticales seleccionados fueron escogidas para afrontar las siguientes fases de la investigación.



#### 4.4.4. Serie pluviométrica de referencia

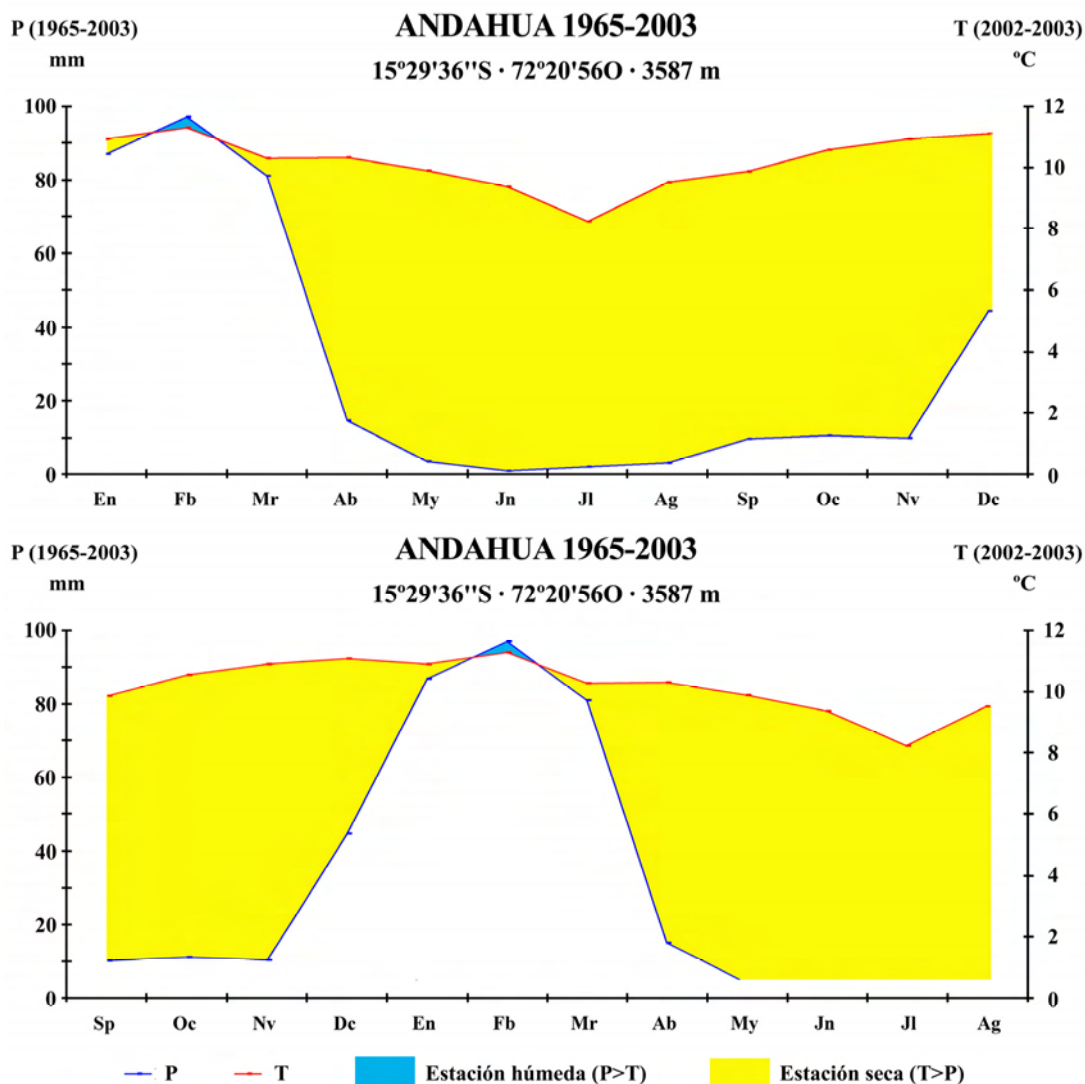
Como estaba previsto, para obtener una serie que sirviese como referencia para elaborar el modelo de la distribución altitudinal actual de la precipitación se tabularon y corrigieron los registros realizados entre 1965 y 2003 en la estación de Andahua, 20 km al Oeste de la quebrada Queñua Ranra, donde están instaladas las cuatro estaciones termométricas.

En la tabla de la figura 4.32 se ha resumido la serie pluviométrica completa, junto con los registros de temperatura realizados en la misma estación en 2002 y 2003. Los meses sin datos, señalados en la tabla con color amarillo, fueron sustituidos por los promedios mensuales de la serie.

ANDAHUA 1965-2003 · 15°29'36"S · 72°20'56"O · 3587 m													
PRECIPITACIÓN TOTAL MENSUAL (mm)													
AÑO	En	Fb	Mr	Ab	My	Jn	Jl	Ag	Sp	Oc	Nv	Dc	Total
1965	33	140	51	16	0	0	0	0	17	0	0	16	271
1966	33	108	76	7	10	0	0	0	0	22	27	24	305
1967	131	214	179	0	13	0	0	3	34	0	0	41	614
1968	191	129	192	0	0	0	0	0	0	0	13	11	536
1969	148	86	149	14	0	0	0	0	3	0	17	68	483
1970	90	12	63	15	9	0	0	0	10	11	1	14	224
1971	78	92	22	4	0	1	2	0	0	7	2	32	241
1972	189	112	214	12	0	0	0	3	23	42	0	78	672
1973	142	118	151	39	0	0	0	14	65	11	14	32	586
1974	143	135	81	18	0	0	0	0	7	0	0	14	398
1975	209	327	127	4	0	0	0	0	0	0	0	62	728
1976	208	103	66	13	31	0	8	5	80	0	0	62	574
1977	52	132	110	0	0	0	2	0	10	10	12	24	353
1978	85	12	83	64	0	0	5	0	0	11	42	0	302
1979	40	39	149	3	0	0	0	0	3	65	0	76	374
1980	52	52	170	14	0	0	0	4	10	16	1	25	345
1981	48	81	27	46	0	0	0	18	0	0	10	52	280
1982	22	54	44	26	0	0	0	0	19	9	7	35	216
1983	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	7
1984	79	175	84	5	0	2	0	0	0	19	53	25	441
1985	7	127	64	4	6	5	0	0	0	0	31	30	273
1986	115	90	20	14	8	0	0	11	0	0	14	123	394
1987	120	7	25	5	0	0	17	0	0	13	0	46	233
1988	84	59	69	19	28	0	0	0	2	0	0	100	361
1989	105	169	15	41	0	5	2	0	0	0	10	56	402
1990	30	13	36	12	4	1	2	0	0	0	0	56	155
1991	67	23	133	0	0	20	0	0	10	8	2	4	266
1992	11	0	2	5	0	0	0	6	0	6	0	49	80
1993	72	25	31	27	7	0	0	15	0	20	10	33	239
1994	131	130	40	28	0	1	0	0	10	0	10	47	397
1995	76	12	123	0	1	0	0	0	1	2	46	17	278
1996	36	125	25	23	5	0	0	3	0	2	0	60	278
1997	89	131	65	11	0	0	0	34	45	11	5	85	476
1998	163	73	52	3	0	1	0	0	0	11	30	153	485
1999	74	208	131	15	0	0	0	0	17	50	0	71	565
2000	113	75	47	1	0	2	0	3	10	56	0	53	359
2001	82	235	74	22	4	0	0	4	5	12	0	8	447
2002	14	92	116	39	6	0	43	0	0	1	30	39	380
2003	31	76	59	6	8	0	0	2	0	0	0	14	196
<b>MEDIA</b>	<b>87</b>	<b>97</b>	<b>81</b>	<b>15</b>	<b>4</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>10</b>	<b>11</b>	<b>10</b>	<b>44</b>	<b>364</b>
TEMPERATURA MEDIA MENSUAL (°C)													
AÑO	En	Fb	Mr	Ab	My	Jn	Jl	Ag	Sp	Oc	Nv	Dc	Media
2002	11	11	10	10	10	10	8	10	10	10	11	11	10
2003	11	11	11	11	10	9	9	9	10	11	11	11	10
<b>MEDIA</b>	<b>11</b>	<b>11</b>	<b>10</b>	<b>10</b>	<b>10</b>	<b>9</b>	<b>8</b>	<b>10</b>	<b>10</b>	<b>11</b>	<b>11</b>	<b>11</b>	<b>10</b>

Meses sin datos (sustituidos por los promedios mensuales de la serie)

Figura 4.32: series de precipitación (1965-2003) y temperatura (2002-2003) registradas en Andahua.



**Figura 4.33:** diagramas bioclimáticos de la estación de Andahua.

Con los promedios mensuales de la precipitación y la temperatura registradas en Andahua durante los periodos 1965-2003 y 2002-2003 se elaboraron los diagramas bioclimáticos que se muestran en la figura 4.33. El diagrama de la parte superior se construyó distribuyendo los datos de enero a diciembre y el de la parte inferior ordenándolos de septiembre a agosto, para que coincidiera con las series deducidas de las mediciones de los sensores instalados en la quebrada Queñua Ranra (12/09/2007-11/09/2008).

Empleando un criterio habitual en la interpretación de los diagramas bioclimáticos (Allué Andrade, 1990; Ostendorf et al., 1981; Rivas Martínez, 1987; Montero de Burgos & González Rebollar, 1983; Gaussen, 1952), las áreas definidas por las curvas de la temperatura y la precipitación sirvieron para identificar una estación húmeda en enero, febrero y marzo, y una estación seca que se prolonga durante el resto del año.

La precipitación recogida por término medio desde enero a marzo (265 mm,) representa el 73% del total anual (364 mm), otro 12% se corresponde con los 44 mm registrados en diciembre, y los demás meses no superaron en ningún caso los 11 mm. El área húmeda definida en el diagrama bioclimático puede considerarse equivalente a los 64 mm que la precipitación total anual de Andahua excede el valor de la isoyeta de 300 mm, que Demangeot (1989) propuso para delimitar los medios áridos.

#### **4.4.5. Modelos de distribución altitudinal actual de las temperaturas del aire y el suelo y la precipitación**

El valor de las temperaturas del aire y el suelo en cada altitud se dedujo extrapolando los promedios anuales de los registros de los sensores 11 y 12, mediante la aplicación de los gradientes que fueron considerados las mejores estimaciones posibles en el apartado 4.4.3.b:

- **Gradiente vertical de la temperatura del aire:** 0,0084 °C/m.
- **Gradiente vertical de la temperatura del suelo:** 0,0056 °C/m.

Los valores de la precipitación en cada altitud se calcularon proyectando el promedio de la serie registrada en Andahua entre 1965 y 2003 con el gradiente que Klein et al (1999) usaron en su modelo regional, cuya validez se ha justificado en el apartado 4.4.4:

- **Gradiente vertical de la precipitación:** 0,1mm/m.

Una vez determinadas las temperaturas y la precipitación en cada nivel, para elaborar los modelos de su distribución altitudinal actual se escogieron las isolíneas que se resumen en la tabla de la figura 4.34, empleando los siguientes criterios de selección:

- **Isotermas con un grado de equidistancia:** equivalentes a 119 m en la temperatura del aire y 178 m en la temperatura del suelo.
- **Isoyetas de 10 mm de equidistancia:** correspondientes a 100 m de altitud.

Todas las isolíneas estaban comprendidas en el intervalo altitudinal (entre 2300 y 6377 m) y el área (1295 km<sup>2</sup>) del mapa geomorfológico que se elaboró en la segunda etapa de la investigación (capítulo 2).

Con las isotermas de las temperaturas del aire y el suelo y las isoyetas de la precipitación se construyeron los modelos digitales en formato TIN que se van a mostrar en las páginas siguientes, representando la distribución espacial actual de los tres parámetros:

- Temperatura media anual del aire (figura 4.35).
- Temperatura media anual del suelo (figura 4.36).
- Precipitación total anual (figura 4.37).

En cada modelo se cartografiaron las tres isotermas representativas del intervalo de actuación del piso morfoclimático periglaciario, según los principios propuestos en publicaciones anteriores (French, 2008):

- **Isoterma de 3°C:** límite inferior medio anual del intervalo de actuación de los procesos periglaciares.
- **Isoterma de 0°C:** límite inferior medio anual de los ciclos de congelación y deshielo.
- **Isoterma de -3°C:** límite inferior medio anual de la presencia probable de permafrost y la acción dominante de la helada.



**ISOLÍNEAS UTILIZADAS PARA ELABORAR LOS MODELOS  
DE LA DISTRIBUCIÓN ALTITUDINAL ACTUAL DE LA  
TEMPERATURA DEL AIRE (Ta) Y EL SUELO (Ts) Y LA PRECIPITACIÓN**

Temperatura (°C)	Isotermas Ta (e=119 m/1°C)	Isotermas Ts (e=178 m/1°C)	Precipitación (mm)	Isoyetas (e=100 m)
-8	6302	-	630	6246
-7	6183	-	620	6146
-6	6064	-	610	6046
-5	5945	-	600	5946
-4	5826	-	590	5846
-3	5707	-	580	5746
-2	5588	6287	570	5646
-1	5469	6108	560	5546
0	5350	5929	550	5446
1	5231	5750	540	5346
2	5112	5571	530	5246
3	4993	5392	520	5146
4	4874	5213	510	5046
5	4755	5034	500	4946
6	4636	4855	490	4846
7	4517	4676	480	4746
8	4398	4497	470	4646
9	4279	4318	460	4546
10	4160	4139	450	4446
11	4041	3960	440	4346
12	3922	3781	430	4246
13	3803	3602	420	4146
14	3684	3423	410	4046
15	3565	3244	400	3946
16	3446	3065	390	3846
17	3327	2886	380	3746
18	3208	2707	370	3646
19	3089	2528	360	3546
20	2970	2349	350	3446
21	2851	-	340	3346
22	2732	-	330	3246
23	2613	-	320	3146
24	2494	-	310	3046
25	2375	-	300	2946
			290	2846
			280	2746
			270	2646
			260	2546
			250	2446
			240	2346

**Figura 4.34:** isotermas e isoyetas que representan la distribución altitudinal actual de las temperaturas del aire y el suelo y la precipitación.

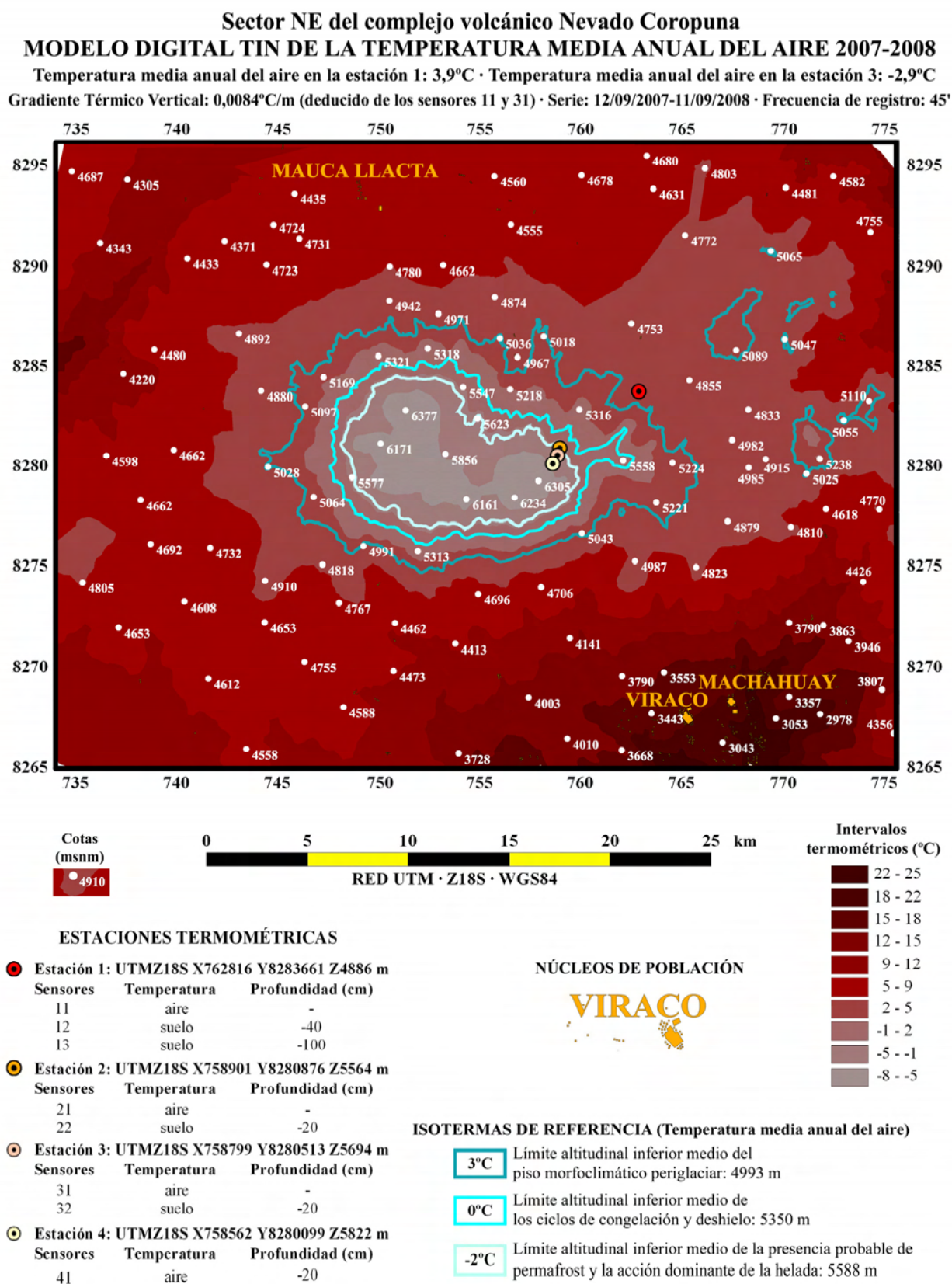


Figura 4.35: modelo de la distribución actual de la temperatura media anual del aire.

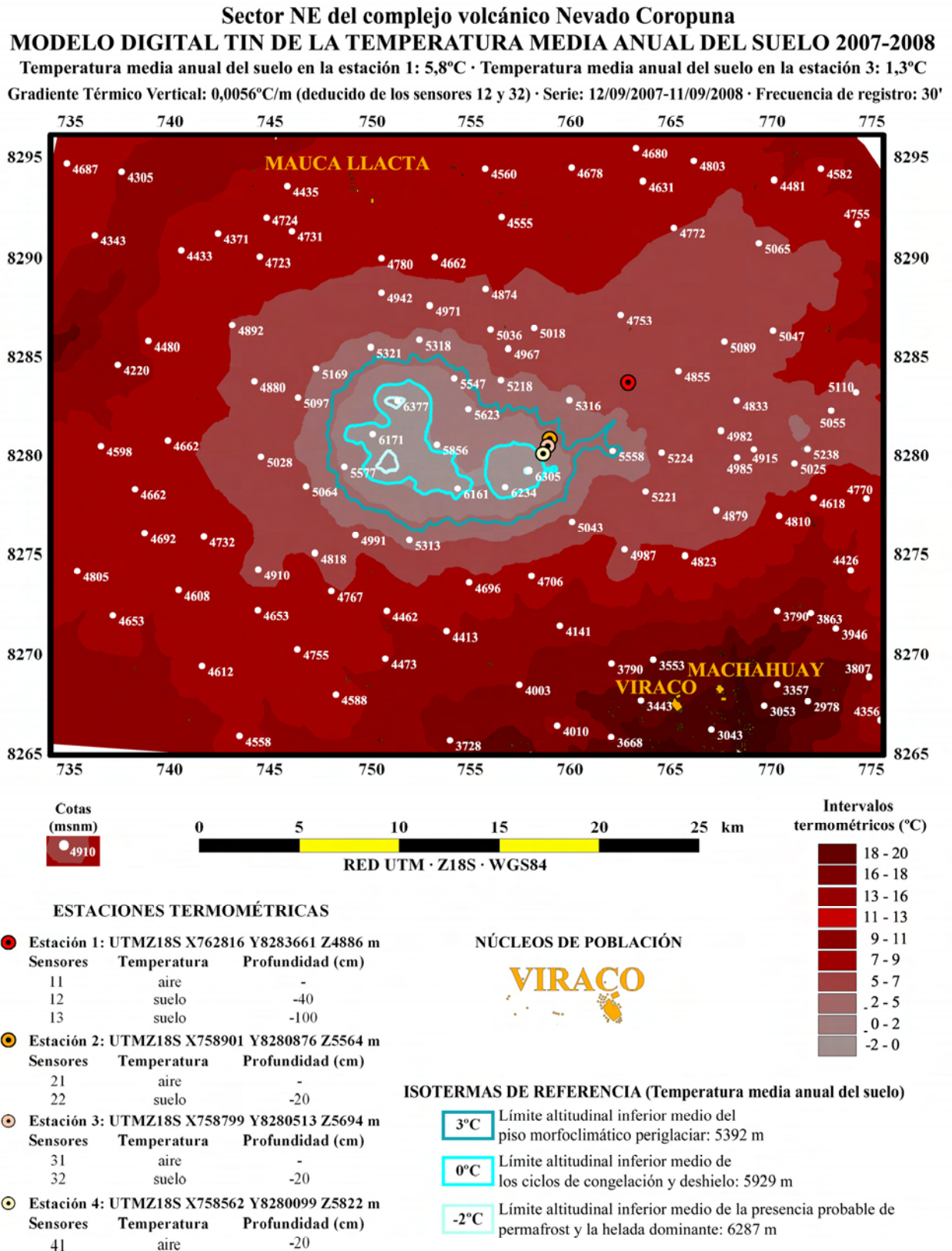


Figura 4.36: modelo de la distribución actual de la temperatura media anual del suelo.



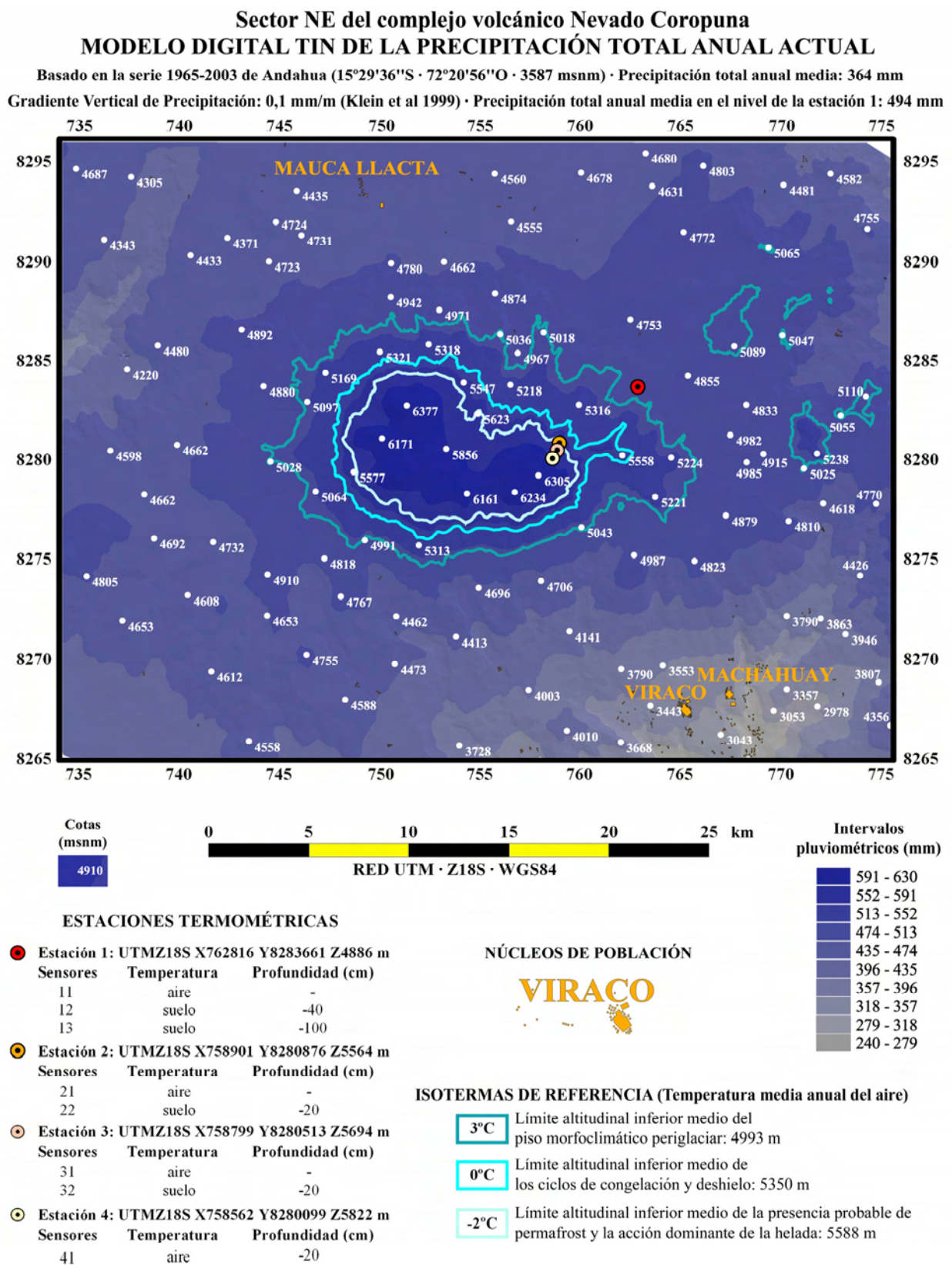


Figura 4.37: modelo de la distribución actual de la precipitación total anual.

#### 4.4.6. Modelo del balance de masa de los glaciares actuales

La simulación de la distribución territorial actual de las temperaturas del aire y el suelo y la precipitación permitió construir posteriormente un modelo del balance de masa de los glaciares del sector NE del Nevado Coropuna. La figura 4.38 es un perfil vertical del modelo en el que se han representado los siguientes niveles altitudinales:

- La **ELA climática** (6012 m), donde el modelo indicó el valor del balance de masa más próximo al equilibrio (0,435 mm de agua equivalente).
- Las **ELAs geomorfológicas** reconstruidas por el método *Area x Altitude Balance Ratio* (AABR) para los glaciares de la quebrada Santiago (6013 m), para los de la quebrada Queñua Ranra (5950 m) y para los de ambas quebradas (5968 m). El desnivel de las ELAs geomorfológicas con respecto a la ELA climática será empleado más adelante como referencia para evaluar el impacto del cambio climático en las masas de hielo.
- El nivel de la **isoterma anual de 0°C de la temperatura del suelo** (5929 m) y las estaciones 4 (5822 m) y 3 (5694 m), que están comprendidas dentro del intervalo de altitud de los glaciares.

Junto al gráfico se indican los datos climáticos deducidos para el nivel de la estación 1 (4886 m), en los que se basó la elaboración del modelo del balance de masa: los promedios anuales de las temperaturas del aire (3,9°C) y el suelo (5,8°C) registradas por los sensores, y la precipitación total anual (494 mm) extrapolada del promedio de las mediciones realizadas en Andahua entre 1965 y 2003.

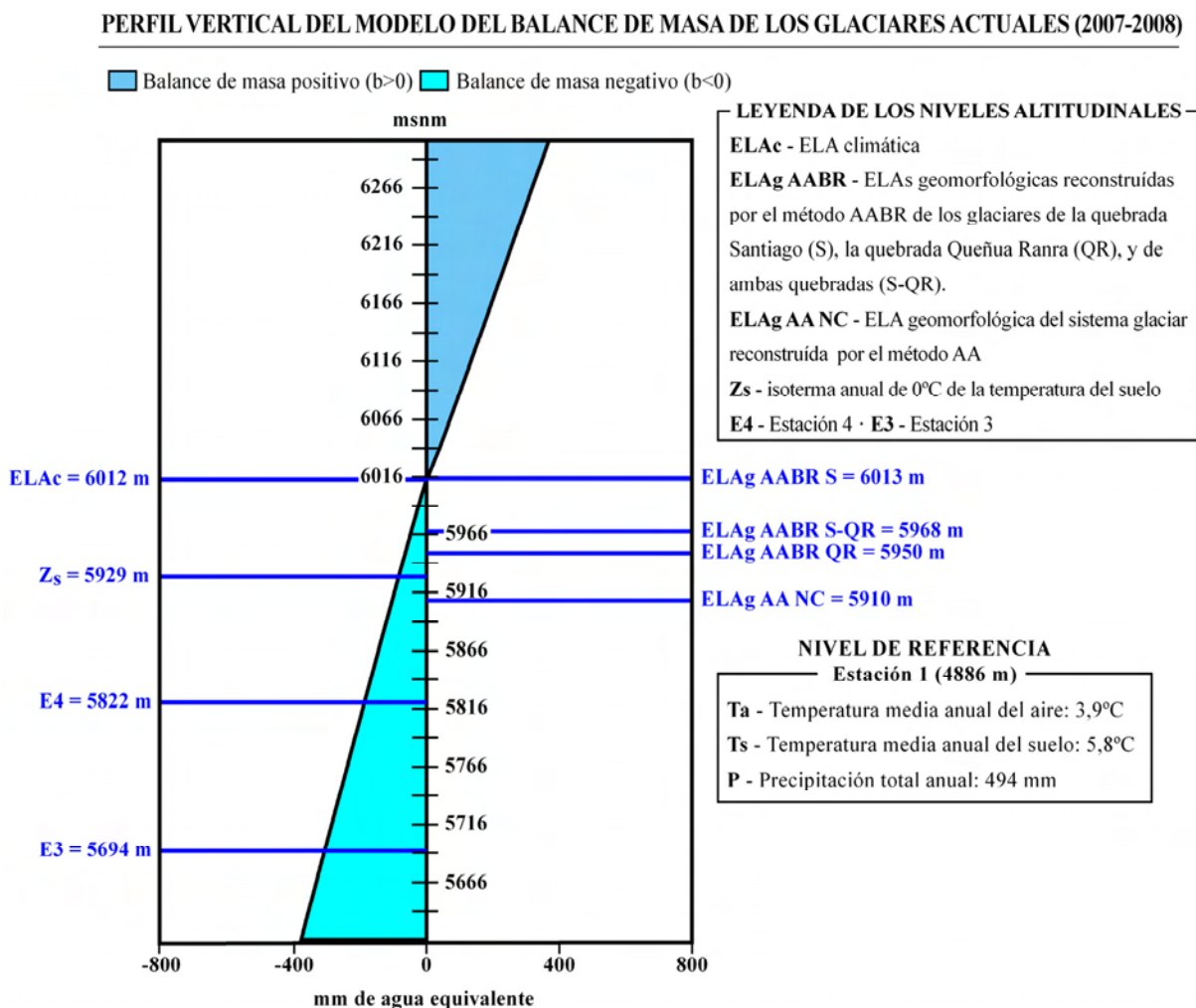


Figura 4.38: perfil vertical del modelo del balance de masa de los glaciares actuales.

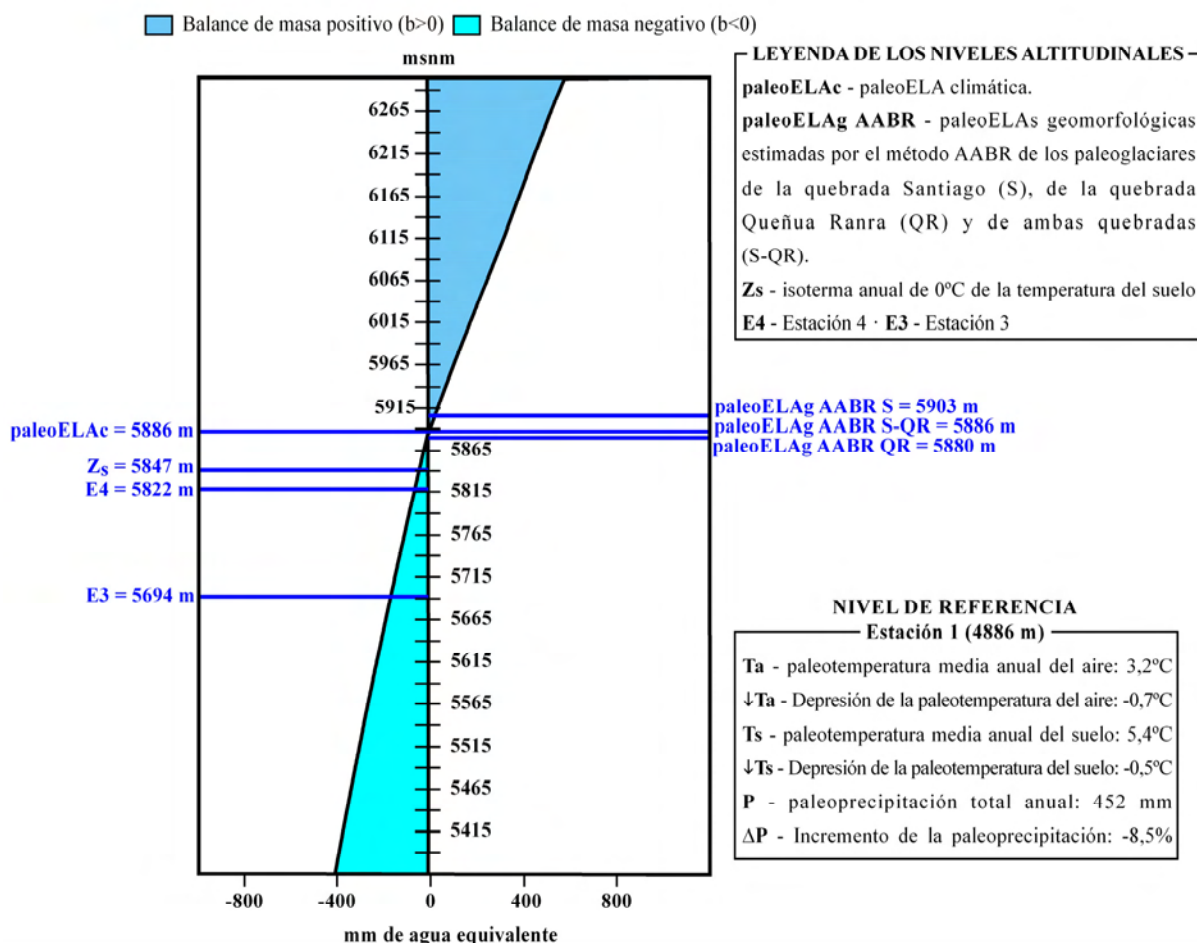
#### 4.4.7. Modelo del balance de masa de los paleoglaciares de la Pequeña Edad del Hielo (PEH)

El modelo del balance de masa de los glaciares actuales sirvió como herramienta para elaborar una simulación equivalente de los paleoglaciares durante la Pequeña Edad del Hielo. Los resultados se han representado en el perfil vertical que se muestra en la figura 4.39, indicando los niveles de referencia que resultaron comprendidos dentro del intervalo de altitud de los paleoglaciares:

- La **paleoELA climática** (5886 m), donde el modelo señaló el resultado más cercano a cero (0,344 mm de agua equivalente) y se equilibró con la paleoELA geomorfológica de los paleoglaciares de las quebradas Santiago y Queñua Ranra estimada por el método *Area x Altitude Balance Ratio* (AABR).
- Las **paleoELAs geomorfológicas** deducidas por separado por el mismo procedimiento para los paleoglaciares de cada quebrada (5903 m para Santiago y 5880 m para Queñua Ranra).
- El nivel de la **isoterma anual de 0°C de la paleotemperatura del suelo** (5847 m) y las estaciones 4 (5822 m) y 3 (5694 m).

También se han incluido los datos paleoclimáticos reconstruidos en el nivel la estación 1 (4886 m): los promedios anuales de las paleotemperaturas del aire (3,2°C) y el suelo (5,4°C), las estimaciones de su depresión (-0,7 y -0,5°C), deducidas del producto de los gradientes térmicos verticales por la depresión de la paleoELA geomorfológica, y el valor de paleoprecipitación (452 mm) que fue necesario aplicar para que la paleoELA climática se equilibrase en el nivel de la paleoELA geomorfológica.

#### PERFIL VERTICAL DEL MODELO DEL BALANCE DE MASA DE LOS PALEOGLACIARES DURANTE LA PEH





#### 4.4.8. Modelo del balance de masa de los paleoglaciares del Último Máximo Glacial Regional (RLGM)

El modelo del balance de masa de los glaciares actuales también permitió desarrollar un modelo del balance de masa de los paleoglaciares durante el Último Máximo Glacial Regional. La figura 4.40 es un perfil vertical de esa simulación, correspondiente a la fase durante la que las masas de hielo rellenaron completamente los valles del sector NE. En el gráfico se han señalado los niveles de referencia que se encuentran dentro del intervalo de altitud de los paleoglaciares:

- La **paleoELA climática** (5179 m), donde el modelo del balance de masa señaló el valor más cercano a cero (entre -0,472 y -0,528 mm de agua equivalente) y se niveló con la paleoELA geomorfológica estadísticamente representativa de los paleoglaciares del sector NE del Nevado Coropuna (Santiago, Queñua Ranra, Cuncaicha-Pomullca y Pomullca-Huajra Huire), estimada en 5179 m por el método *Area x Altitude Balance Ratio* (AABR).
- Las **paleoELAs geomorfológicas** determinadas por el mismo procedimiento para los paleoglaciares de cada quebrada: Santiago (5300 m), Queñua Ranra (5255 m), Cuncaicha-Pomullca (5130 m) y Pomullca-Huajra Huire (5031 m).
- La **isoterma anual de 0°C de la paleotemperatura del suelo** (5138 m) y las estaciones 4 (5822 m), 3 (5694 m), 2 (5564 m) y 1 (4886 m).

Como en apartados anteriores se han indicado los resultados de las reconstrucciones paleoclimáticas realizadas en la estación 1 (4886 m): los promedios anuales de las paleotemperaturas del aire (0,4°C) y el suelo (3,5°C), las estimaciones de su depresión (-6,6 y -4,4°C), deducidas de los gradientes térmicos verticales y la depresión de la paleoELA geomorfológica, y los valores de la paleoprecipitación (525-526 mm) que equilibraron en el modelo del balance de masa la paleoELA climática con la paleoELA geomorfológica.

##### PERFIL VERTICAL DEL MODELO DEL BALANCE DE MASA DE LOS PALEOGLACIARES DURANTE EL RLGM

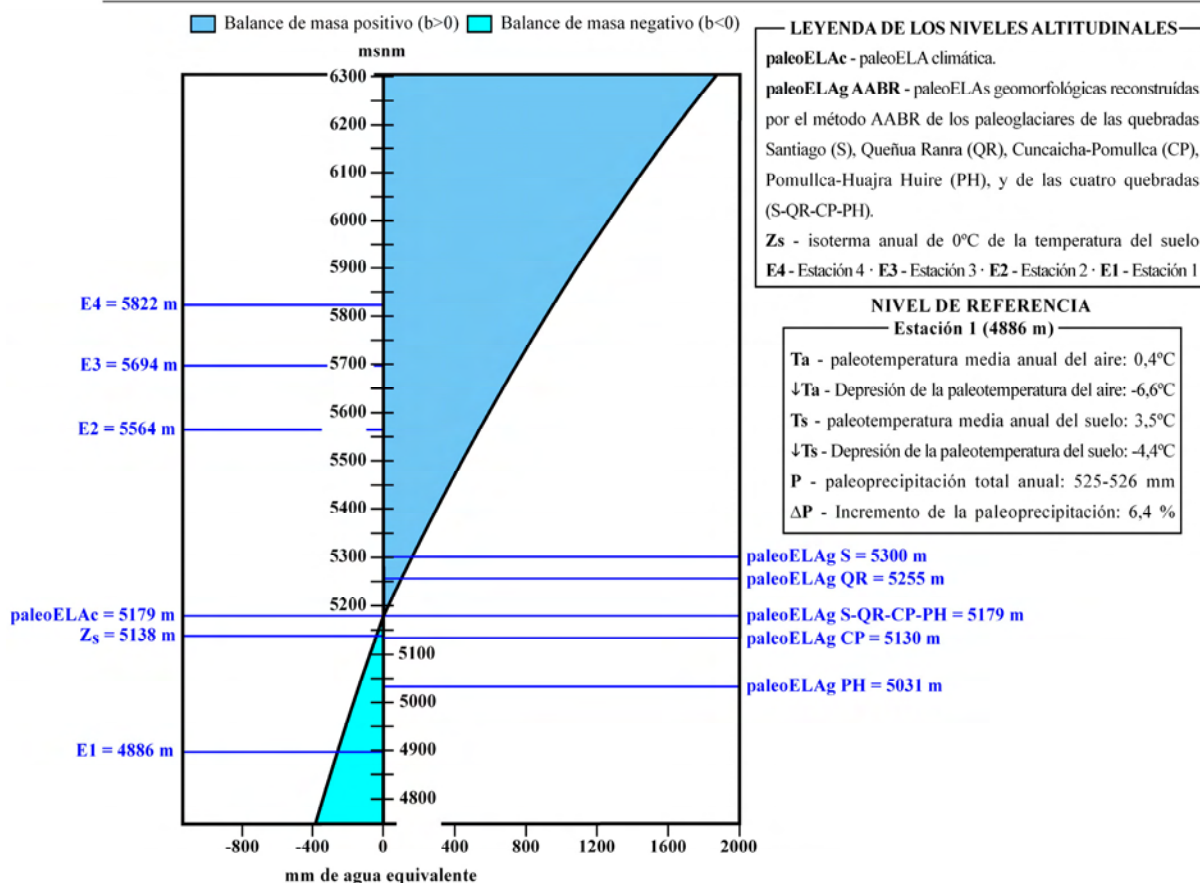
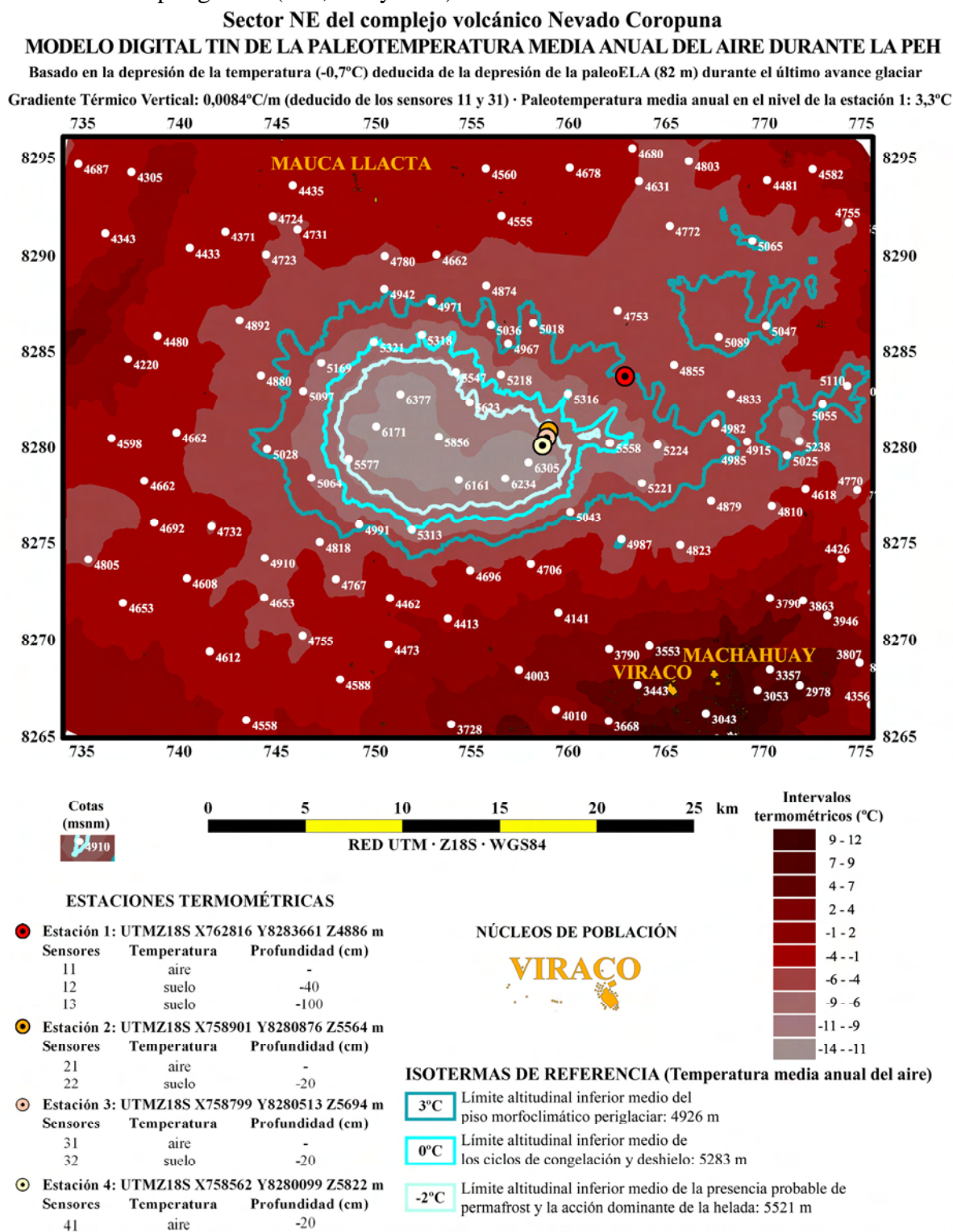


Figura 4.40: perfil vertical del modelo del balance de masa de los paleoglaciares durante el RLGM. 361

#### 4.4.9. Modelos de distribución altitudinal de las paleotemperaturas del aire y el suelo y la paleoprecipitación durante la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional

La elaboración de los modelos del balance de masa de los paleoglaciares implicó que simultáneamente se reconstruyesen las paleotemperaturas del aire y el suelo y la paleoprecipitación en cada nivel altitudinal. Con esos datos, seleccionando las isotermas e isoyetas con los mismos criterios empleados para el presente, se construyeron sus correspondientes modelos digitales TIN. Los resultados se muestran en las figuras 4.41, 4.42, 4.43 y 4.44, en las que se han cartografiado las isotermas representativas del piso morfoclimático periglacial (3°C; 0°C y -3°C).



**Figura 4.41:** modelo de la distribución de la paleotemperatura media anual del aire durante la PEH.

### Sector NE del complejo volcánico Nevado Coropuna

#### MODELO DIGITAL TIN DE LA PALEOPRECIPITACIÓN TOTAL ANUAL DURANTE LA PEH

Gradiente Vertical de Precipitación: 0,1 mm/m (Klein et al 1999)

Paleoprecipitación anual estimada en el nivel de la estación 1: 452 mm ( $\Delta = -8,5\%$  con respecto a la precipitación actual)

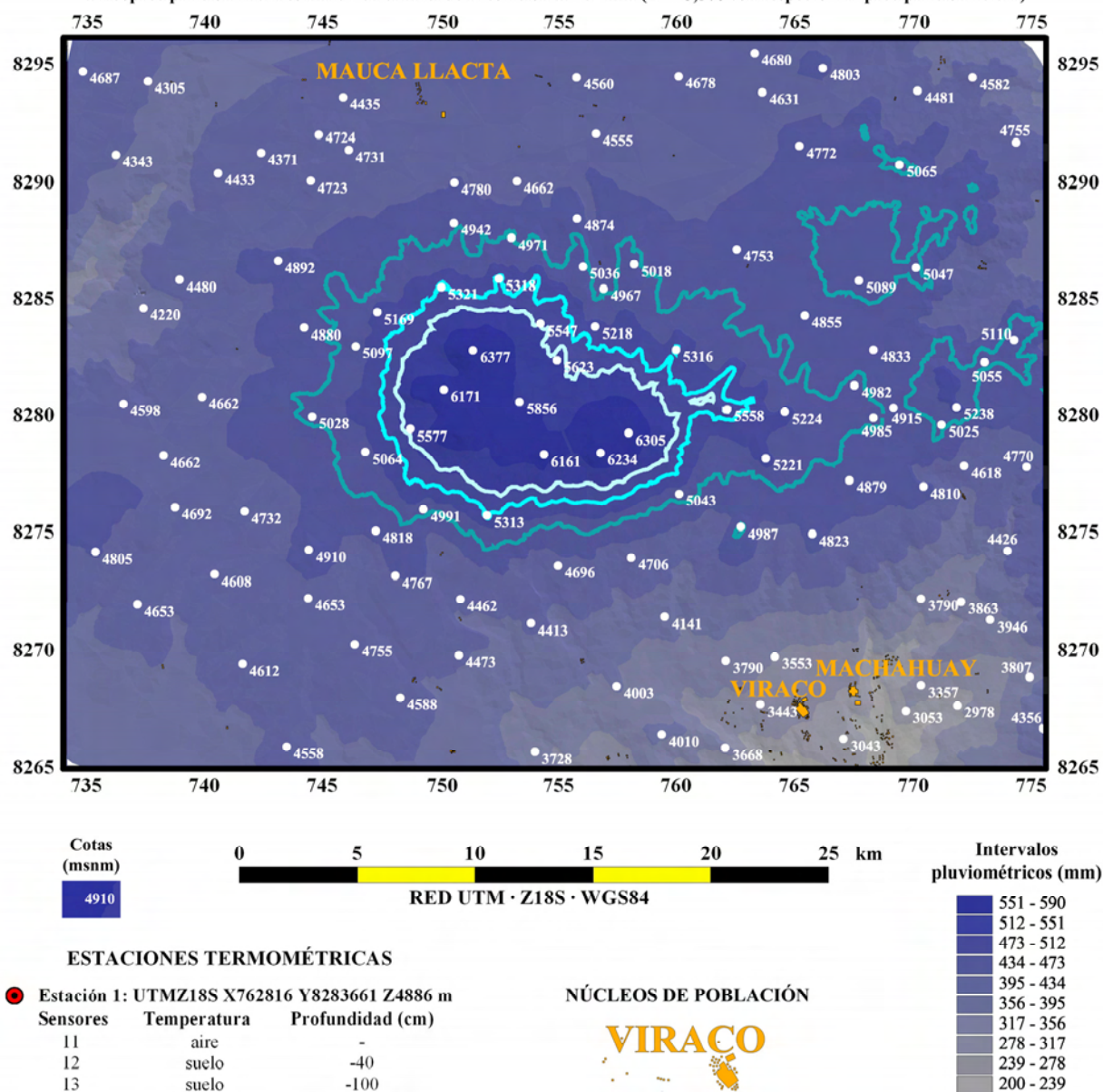


Figura 4.42: modelo de la distribución de la paleoprecipitación total anual durante la PEH.



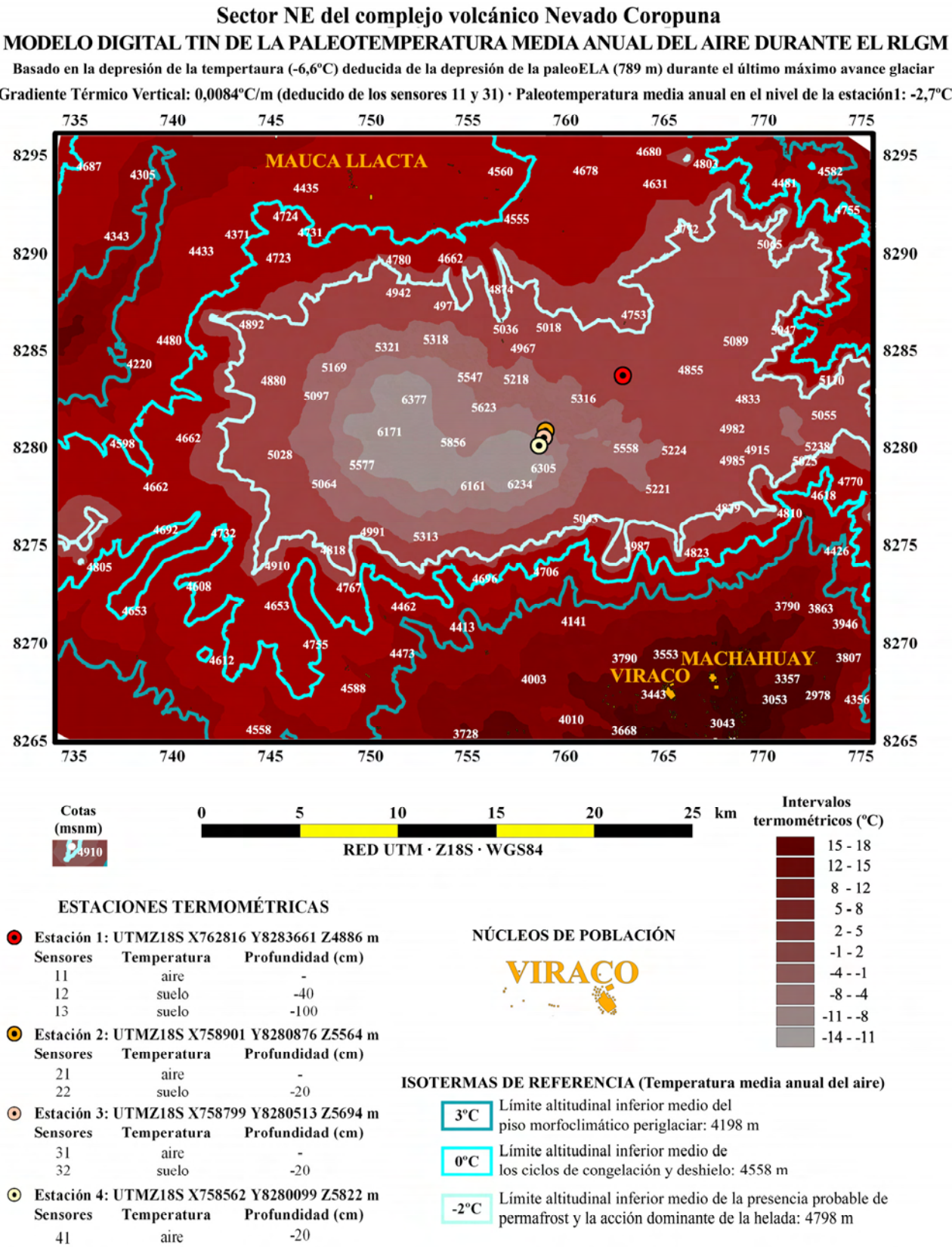


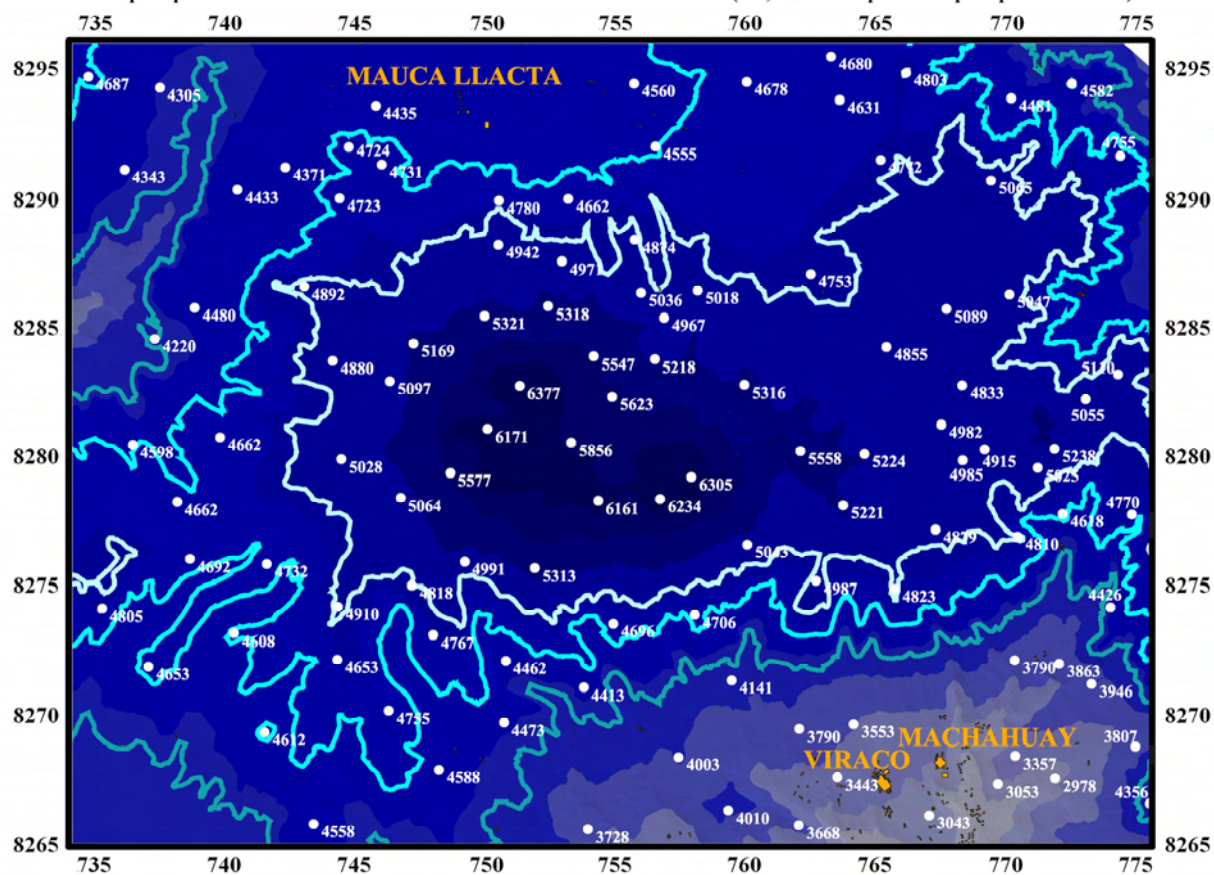
Figura 4.43: modelo de la distribución de la paleotemperatura media anual del aire durante el RLGM.

### Sector NE del complejo volcánico Nevado Coropuna

#### MODELO DIGITAL TIN DE LA PALEOPRECIPITACIÓN TOTAL ANUAL DURANTE EL RLGM

Gradiente Vertical de Precipitación: 0,1 mm/m (Klein et al 1999)

Paleoprecipitación anual estimada en el nivel de la estación 1: 525-526 mm ( $\Delta$  6,4% con respecto a la precipitación actual)



Cotas  
(msnm)

0 5 10 15 20 25 km

RED UTM · Z18S · WGS84

Intervalos  
pluviométricos (mm)

630 - 670  
590 - 630  
550 - 590  
510 - 550  
470 - 510  
430 - 470  
390 - 430  
350 - 390  
310 - 350  
270 - 310

#### ESTACIONES TERMOMÉTRICAS

- Estación 1: UTMZ18S X762816 Y8283661 Z4886 m  

Sensores	Temperatura	Profundidad (cm)
11	aire	-
12	suelo	-40
13	suelo	-100
- Estación 2: UTMZ18S X758901 Y8280876 Z5564 m  

Sensores	Temperatura	Profundidad (cm)
21	aire	-
22	suelo	-20
- Estación 3: UTMZ18S X758799 Y8280513 Z5694 m  

Sensores	Temperatura	Profundidad (cm)
31	aire	-
32	suelo	-20
- Estación 4: UTMZ18S X758562 Y8280099 Z5822 m  

Sensores	Temperatura	Profundidad (cm)
41	aire	-20

#### NÚCLEOS DE POBLACIÓN

**VIRACO**

#### ISOTERMAS DE REFERENCIA (Temperatura media anual del aire)

- 3°C Límite altitudinal inferior medio del piso morfoclimático periglacial: 4198 m
- 0°C Límite altitudinal inferior medio de los ciclos de congelación y deshielo: 4558 m
- 2°C Límite altitudinal inferior medio de la presencia probable de permafrost y la acción dominante de la helada: 4798 m

Figura 4.44: modelo de la distribución de la paleoprecipitación total anual durante el RLGM.

#### 4.4.10. Forzamientos del modelo del balance de masa de los glaciares actuales

La realización de simulaciones en la hoja de cálculo generada para elaborar el modelo del balance de masa de los glaciares actuales permitió evaluar qué incrementos de esos parámetros elevaban la ELA climática hasta sus niveles críticos. Como fue explicado con anterioridad se consideraron niveles críticos las estimaciones de las ELAs climáticas que sobrepasaban las cumbres de los edificios volcánicos y por lo tanto también el límite superior de los glaciares, provocando teóricamente la desaparición de sus zonas de acumulación y la entrada de las masas de hielo en una fase terminal.

Los resultados obtenidos, que fueron distintos dependiendo de la estrategia de investigación empleada en cada ensayo, se resumen en la tabla de la figura 4.45, especificando en cada caso:

- Los valores que tenían originalmente los parámetros implicados en el modelo del balance de masa de los glaciares actuales.
- Los resultados obtenidos en los experimentos:

- Número del ensayo.
- Incrementos aplicados en las variables.
- Variaciones observadas en los parámetros.
- Niveles críticos de la ELA climática que resultaron de la aplicación de cada una de las tres estrategias: forzando la temperatura del aire, las temperaturas del aire y el suelo, o las dos temperaturas conjuntamente con la precipitación.

#### RESULTADOS DE LOS FORZAMIENTOS DEL MODELO DEL BALANCE DE MASA

ESTRATEGIA 1									
Forzamientos de la temperatura del aire									
n	$\Delta T_a$	$\Delta T_s$	$\Delta P$	$T_a$	$T_s$	P	ELAc	$\Delta ELAc$	
-	-	-	-	3,9	5,8	494	6012	0	
1	0,5	0,0	0,0	4,4	5,8	494	6113	101	
2	1,0	0,0	0,0	4,9	5,8	494	6216	204	
3	1,5	0,0	0,0	5,4	5,8	494	6323	311	
4	2,0	0,0	0,0	5,9	5,8	494	6433	421	
ESTRATEGIA 2									
Forzamientos de la temperatura del aire y el suelo									
n	$\Delta T_a$	$\Delta T_s$	$\Delta P$	$T_a$	$T_s$	P	ELAc	$\Delta ELAc$	
-	-	-	-	3,9	5,8	494	6012	0	
5	0,5	0,5	0,0	4,4	6,3	494	6060	48	
6	1,0	1,0	0,0	4,9	6,8	494	6108	96	
7	1,5	1,5	0,0	5,4	7,3	494	6156	144	
8	2,0	2,0	0,0	5,9	7,8	494	6206	194	
9	2,5	2,5	0,0	6,4	8,3	494	6255	243	
10	3,0	3,0	0,0	6,9	8,8	494	6305	293	
11	3,5	3,5	0,0	7,4	9,3	494	6355	343	
12	4,0	4,0	0,0	7,9	9,8	494	6406	394	
ESTRATEGIA 3									
Forzamientos con las variaciones observadas desde la PEH en la temperatura del aire, la temperatura del suelo y la precipitación									
n	$\Delta T_a$	$\Delta T_s$	$\Delta P$	$T_a$	$T_s$	P	ELAc	$\Delta ELAc$	
-	-	-	-	3,9	5,8	494	6012	0	
13 <sup>a</sup>	0,7	0,0	0,0	4,6	5,8	494	6151	139	
14 <sup>b</sup>	0,7	0,5	0,0	4,6	5,8	494	6073	61	
15 <sup>c</sup>	0,7	0,5	453	4,6	6,3	462	6137	125	

<sup>a</sup> $\Delta T_a$ ; <sup>b</sup> $\Delta T_a$  y  $\Delta T_s$ ; <sup>c</sup> $\Delta T_a$ ,  $\Delta T_s$  y  $\Delta P$

#### VALORES DE LOS PARÁMETROS EN EL MODELO DEL BALANCE DE MASA DE LOS GLACIARES ACTUALES

Valores de las temperaturas y la precipitación (en el nivel de la estación 1) y la ELA climática

#### RESULTADOS DE LOS FORZAMIENTOS CLIMÁTICOS

Número del ensayo

Incrementos aplicados

Variación de los parámetros

Niveles críticos de la ELA

Figura 4.45: resultados de los forzamientos del modelo del balance de masa de los glaciares actuales.



**- Resultados obtenidos con la estrategia 1 (forzamiento de la temperatura del aire):**

- Con un incremento de 1,5°C la ELA climática se situó en 6323 m, con un desnivel de 311 m sobre su valor actual, 18 m por encima de la cumbre del edificio oriental del Nevado Coropuna (6305 m).
- Cuando se aplicó un aumento de 2,0°C la ELA climática alcanzó una altitud de 6433 m, superando en 421 m su nivel determinado en el modelo del balance de masa de los glaciares actuales, y en 56 m la cima del complejo volcánico (6377 m).

**- Resultados obtenidos con la estrategia 2 (forzamiento de la temperatura del aire y el suelo):**

Las masas de hielo soportaron mejor la simulación de un calentamiento similar de las temperaturas del aire y el suelo.

- Con un incremento simultáneo de 3,0°C la ELA climática se situó exactamente en la cota de la cima del edificio oriental del Nevado Coropuna, con un desnivel de 293 m con respecto a la ELA climática actual.
- Cuando el aumento fue de 3,5°C la ELA climática se elevó hasta 6355 m, 343 m por encima de su nivel actual, superando todas las cumbres del sector oriental del complejo volcánico.
- La elevación en 4,0°C las dos temperaturas provocó que la ELA climática alcanzase una altitud de 6406 m, con un desnivel de 394 m con respecto al presente, sobrepasando en 29 m la cima del Nevado Coropuna (6377 m).

No obstante no es probable que las temperaturas del aire y el suelo evolucionen conjuntamente en el futuro, debido a que la discusión de sus estadísticas demostró que están vinculadas con dos sistemas aparentemente independientes, el clima y el calor geotérmico.

**- Resultados obtenidos con la estrategia 3 (forzamiento de las temperaturas y la precipitación con las variaciones observadas desde la Pequeña Edad del Hielo):**

Las simulaciones que consideraron una hipotética reproducción en el futuro de las tendencias observadas desde la Pequeña Edad del Hielo produjeron los siguientes efectos en la ELA climática:

- El forzamiento de la temperatura del aire en 0,7°C, equivalente a su depresión durante la Pequeña Edad del Hielo, elevó la ELA climática 139 m, situándola en una cota de 6151 m.
- La aplicación simultánea de los incrementos observados en la temperatura del aire y el suelo desde la Pequeña Edad del Hielo (0,7 y 0,5°C) tuvo un impacto menor en la ELA climática (61 m), obteniéndose una altitud más reducida (6073 m).
- Cuando se forzaron los tres parámetros implicados (temperaturas del aire y el suelo y precipitación) la ELA climática se elevó 125 m, obteniéndose un resultado de 6137 m.

Aunque esos ensayos no tuvieron como consecuencia en ningún caso que la ELA climática superase las cumbres de los edificios volcánicos, debe tenerse en cuenta que en realidad los niveles críticos de la ELA climática deben definirse en función de la máxima altitud de cada glaciar. De ese modo puede evaluarse con mayor precisión el impacto del cambio climático en la deglaciación, porque el proceso se desarrolla diferencialmente, en función del contexto en el que se encuentra cada aparato. Esa cuestión se abordará en el siguiente apartado, dedicado al análisis y discusión de los resultados que acaban de presentarse.

## 4.5. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

A continuación se van a discutir los resultados que permitieron elaborar los modelos del balance de masa de los glaciares actuales y los paleoglaciares, así como los contextos climáticos y paleoclimáticos que sugirieron las simulaciones. Con esa finalidad la discusión abordará consecutivamente los siguientes apartados:

1) Los regímenes de las temperaturas del aire y el suelo deducidos de los registros de las estaciones de la quebrada Queñua Ranra, que se analizarán desde tres puntos de vista:

- Examinando las estadísticas diarias, mensuales y anuales realizando un control de calidad que permitirá seleccionar los datos que serán empleados en las demás fases de la cuarta etapa de la investigación.
- Determinando la influencia que ejercieron en el registro de las temperaturas la cubierta nival, la radiación solar y el calor geotérmico.
- Contrastando las series de las temperaturas diarias del suelo del Nevado Coropuna con datos procedentes de estaciones equivalentes emplazadas en los estratovolcanes Misti y Chachani.

2) Las diferencias observadas durante las campañas de trabajo de campo en la distribución espacial de las formas periglaciares en las quebradas Queñua Ranra y Santiago, cuya presencia o ausencia refleja los efectos de los ciclos de congelación y deshielo y el calor geotérmico.

3) Los gradientes verticales de las temperaturas del aire y el suelo se discutirán en dos fases.

- En primer lugar se realizará una revisión de trabajos anteriores que establecieron gradientes térmicos verticales en latitudes tropicales, deduciéndolos de observaciones realizadas en la atmósfera libre, el espectro electromagnético registrado en imágenes de satélite o mediciones efectuadas sobre el terreno.
- A continuación se compararán con gradientes térmicos verticales estimados con datos procedentes de las estaciones de la vertiente septentrional del Misti, con altitud, orientación y un contexto geotérmico similar al Nevado Coropuna.

4) El modelo del balance de masa de los glaciares actuales, analizando la relación del estado en el que se encuentran las masas de hielo, deducido de las observaciones realizadas durante las campañas de trabajo de campo, y el desnivel de la ELA geomorfológica de cada quebrada con la ELA climática.

5) Las reconstrucciones paleoclimáticas obtenidas mediante la elaboración del modelo del balance de masa de los paleoglaciares de la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional, que se contextualizarán en el marco del estado actual del conocimiento sobre el clima de la región de los Andes Centrales durante esas fases.

7) Los resultados de los forzamientos del modelo del balance de masa de los glaciares actuales, que serán comparados con las previsiones sobre el calentamiento global del grupo de expertos del *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) y los pronósticos que se elaboraron en el capítulo 3 tomando como referencia las tendencias observadas en las superficies y ELAs de los aparatos.

#### 4.5.1. Análisis de los regímenes de la temperatura del aire y el suelo

El análisis de los registros de las temperaturas del aire y el suelo que se han presentado en el apartado 4.4.1 permitió realizar un control de calidad para detectar los factores que distorsionaron los registros de los sensores y seleccionar las estadísticas que serían empleadas en posteriores fases de la investigación.

El control de calidad consistió en descartar las estaciones con resultados anómalos, asumiendo que si las mediciones se hubiesen realizado en condiciones óptimas los datos se habrían adecuado a las pautas esperadas en un área de alta montaña tropical:

- 1) Los promedios mensuales más elevados de las máximas diarias habrían sucedido en el verano austral (de diciembre a marzo) y los más reducidos de las mínimas durante el invierno (de junio a septiembre).
- 2) Las amplitudes térmicas anuales serían menores que las amplitudes térmicas diarias.
- 3) Las temperaturas medias, máximas y mínimas y las amplitudes térmicas tendrían que disminuir progresivamente en cada estación, de forma inversamente proporcional a la altitud.

En la tabla de la figura 4.46 se han resumido los siguientes datos deducidos de los registros realizados por los ocho sensores instalados en la quebrada Queñua Ranra: 1) Temperaturas medias mensuales máximas y mínimas; 2) Amplitudes térmicas anuales (diferencia entre las máximas y mínimas mensuales); 3) Promedios anuales de las amplitudes térmicas diarias; 4) Diferencia entre las amplitudes térmicas anuales y diarias.

Estaciones de la Quebrada Queñua Ranra (sector NE del complejo volcánico Nevado Coropuna)  
Serie 12/09/2007-11/09/2008

TEMPERATURAS MEDIAS MENSUALES MÁXIMAS Y MÍNIMAS Y AMPLITUDES TÉRMICAS DEL AIRE Y EL SUELO								
	Sensor	Altitud (m)	TEMPERATURA			AMPLITUD TÉRMICA		
			Máxima media mensual		Mínima media mensual	Anual	Diaria	Diferencia
Ta	11	4886	6,1	Dc	1,9	Jl	4,2	11,3
	21	5564	1,7	Oc	-1,0	Ab	2,7	9,9
	31	5694	-1,9	Dc	-3,8	Jl	1,9	8,1
	41	5822	-1,9	Ag	-3,0	Nv	1,1	9,7
Ts	12	4886	7,7	Dc	4,4	Jn	3,2	0,2
	13	4886	7,2	Dc	5,0	Ag	2,2	0,1
	22	5564	4,4	Oc	0,4	Fb	4,0	1,6
	32	5694	2,3	Oc	0,4	Fb	1,9	0,5

**Figura 4.46:** promedios mensuales más elevados y más reducidos de las temperaturas medias mensuales, amplitudes térmicas anuales y diarias y diferencias entre ambas amplitudes.

Los datos que se han señalado en color rojo no se adecuaron a los resultados esperados:

- Las máximas medias mensuales de los sensores 21, 41, 22 y 32 no sucedieron en los meses de verano, ni las mínimas durante el invierno.
- La amplitud térmica anual del sensor 22 y las amplitudes térmicas diarias de los sensores 41, 22 y 32 fueron más elevadas que las indicadas por los termómetros de las estaciones localizadas a menor altitud.
- En el interior del suelo la amplitud térmica anual fue más elevada que la amplitud térmica diaria.



Las anomalías señaladas en la figura 4.46 y las que se indicaron en el apartado 4.5.1 fueron causadas por tres factores que afectaron de diferente manera a las temperaturas del aire y el suelo: la presencia de nieve, la radiación solar y el calor geotérmico.

#### 4.5.1.a) La influencia de la cubierta nival en las temperaturas del aire y el suelo

Durante las últimas décadas diferentes publicaciones han puesto de manifiesto que la nieve funciona como un aislante térmico, de manera que bajo la cubierta nival la temperatura tiende a equilibrarse en unas décimas de grado por debajo del umbral de congelación (Christiansen, 1998; Christiansen, 1996; Daly, 1984; Hall, 1993; Hall, 1980; Hall, 1985; Nyberg, 1991; Palacios et al., 2003; Thorn, 1988; Thorn & Hall, 1980; Darmody et al., 2000).

Las mediciones realizadas por los dos termómetros instalados en la estación 2 (sensores 21 y 22) y el que estaba enterrado en el suelo en la estación 3 (sensor 32) demostraron esa tendencia durante parte del verano, sugiriendo que coincidiendo con la estación de las lluvias debieron estar cubiertos de nieve.

##### Estación 2 (5564 m):

- Las temperaturas medias, máximas y mínimas diarias del aire se equilibraron en unas décimas de grado por debajo del umbral de congelación, presentando promedios mensuales de  $-0,3^{\circ}\text{C}$  en enero y  $-0,1^{\circ}\text{C}$  en febrero y marzo, y una reducción de las amplitudes térmicas hasta un intervalo comprendido entre  $0,7$  y  $0,1^{\circ}\text{C}$ .

- Los promedios mensuales de las temperaturas del suelo se estabilizaron entre  $0,3$  y  $0,8^{\circ}\text{C}$ , con amplitudes térmicas muy reducidas, de  $0,1^{\circ}\text{C}$  en enero y febrero y  $0,7^{\circ}\text{C}$  en marzo.



Los datos sugieren que la nieve debió alcanzar un espesor suficiente para cubrir, además del enterramiento del sensor 22, el sensor 21, que estaba colocado a 53,6 cm de altura sobre el suelo.

- El análisis de las estadísticas diarias demostró que esas condiciones se mantuvieron desde finales de diciembre hasta mediados de marzo.

##### Estación 3 (5694 m):

- Las estadísticas mensuales de la temperatura del suelo quedaron comprendidas dentro del mismo intervalo que en la estación 2 (entre  $0,3$  y  $0,8^{\circ}\text{C}$ ). En enero y febrero sus amplitudes térmicas se anularon ( $0,0^{\circ}\text{C}$ ) y en marzo fueron muy reducidas ( $0,2^{\circ}\text{C}$ ).

- Debido a que el emplazamiento de la estación 3 se encuentra más expuesto a la radiación solar y la acción redistribuidora del viento, el espesor de la cubierta nival fue más reducido en ese nivel.



A pesar de encontrarse a mayor altitud (5694 m) y a una altura menor sobre el suelo (15 cm), la nieve no llegó a cubrir el sensor 31, como refleja la oscilación de los registros de la temperatura del aire varios grados por encima y por debajo del umbral de congelación (figura 4.21).

#### 4.5.1.b) La influencia de la radiación solar en la temperatura del aire

Las temperaturas mínimas diarias del aire se midieron por la noche y disminuyeron progresivamente con la altitud, con promedios anuales de  $-1,3^{\circ}\text{C}$  (estación 1),  $-3,0^{\circ}\text{C}$  (estación 2),  $-6,1^{\circ}\text{C}$  (estación 3) y  $-6,3^{\circ}\text{C}$  (estación 4). Las temperaturas máximas, que fueron registradas durante el día, evolucionaron de manera semejante en las estaciones 1, 2 y 3, con promedios anuales de  $3,9^{\circ}\text{C}$ ;  $0,1^{\circ}\text{C}$  y  $-2,9^{\circ}\text{C}$ . Sin embargo, a pesar de encontrarse en una cota más elevada, el promedio anual de la estación 4 ( $-2,5^{\circ}\text{C}$ ) fue ligeramente superior que el de la estación 3 ( $-2,9^{\circ}\text{C}$ ). La razón es que los registros diurnos del sensor 41 fueron afectados por la radiación solar.

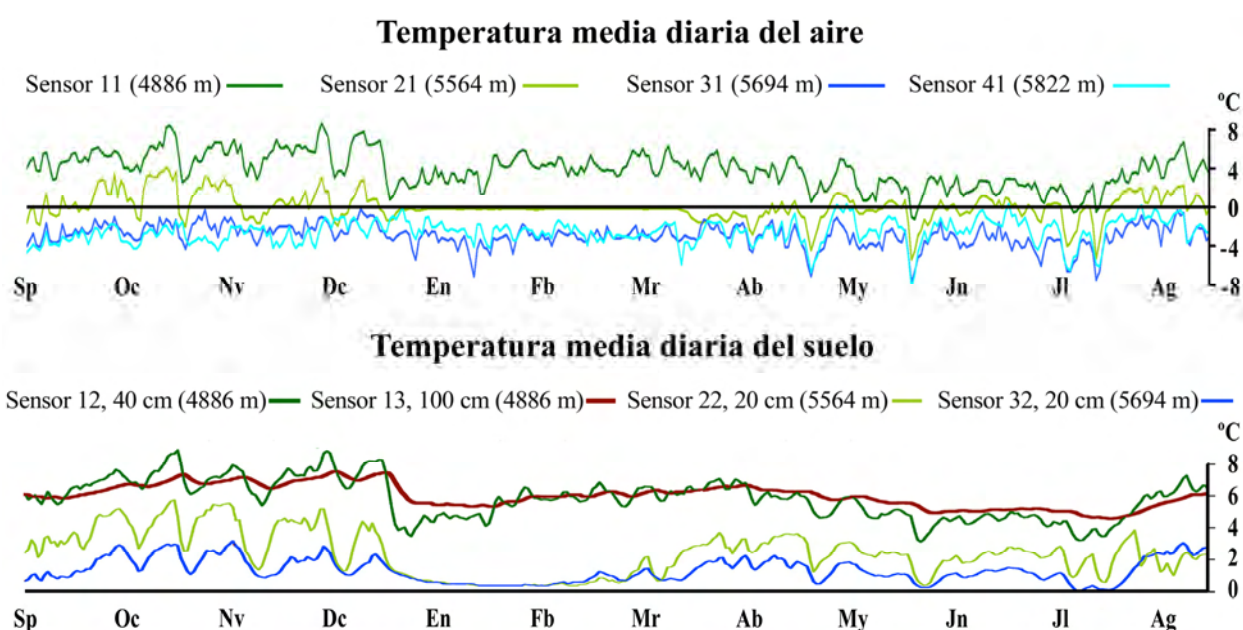
La estación 4 se encuentra junto a la difluencia de los glaciares Queñua Ranra 2 y Queñua Ranra 3, en un contexto geomorfológico caracterizado por una gran movilidad de las vertientes y el suelo en el que escasean las ubicaciones que cumplan con la doble condición de ser estables y estar permanentemente resguardadas de la insolación.

Para solventar esas dificultades el sensor 41 se introdujo en el interior de una diaclasa abierta en la cara Norte de un bloque de gran tamaño (figura 4.16), y se tapó con cantos para tratar de protegerlo de la radiación solar. Sin embargo esa medida no fue suficientemente efectiva y los registros del termómetro fueron perturbados durante el día, elevando su promedio anual con respecto al de la estación 3.

#### 4.5.1.c) La influencia del calor geotérmico en las temperaturas del aire y el suelo

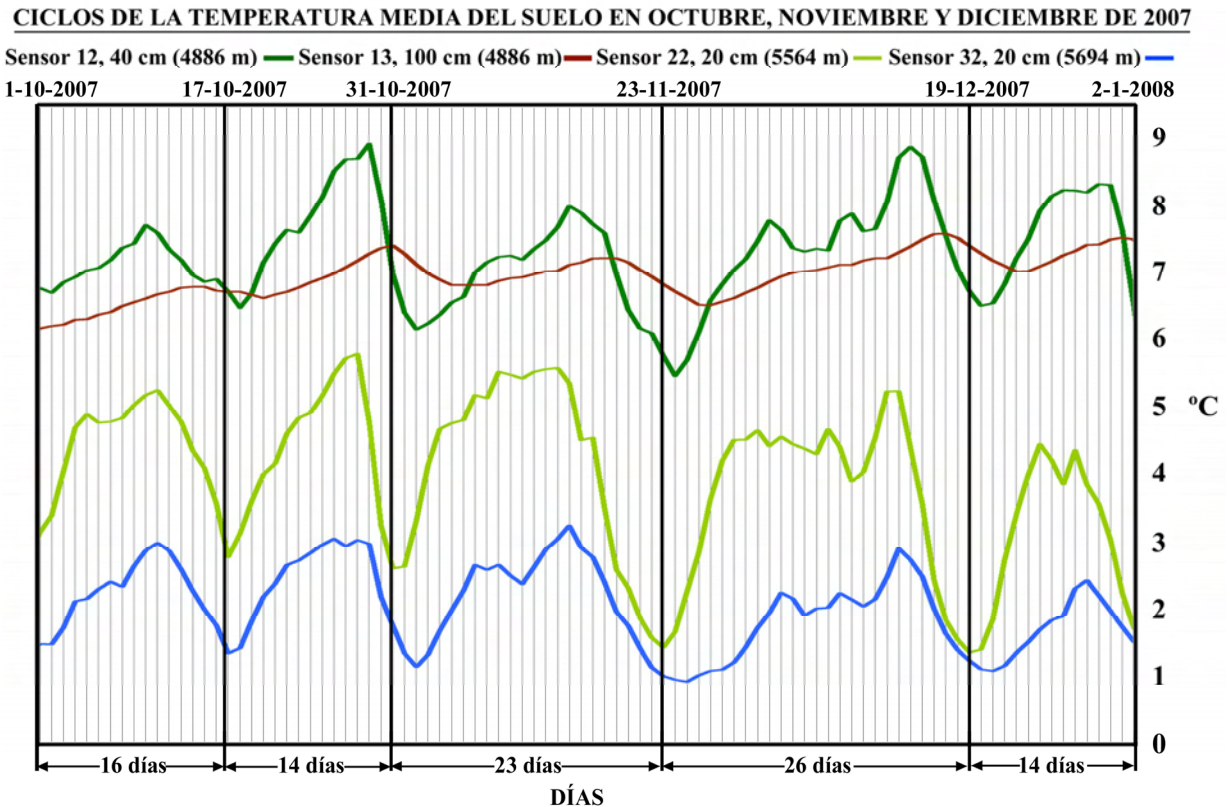
Los gráficos que representan la variación de las estadísticas diarias reflejan que las temperaturas del aire y el suelo evolucionaron conjuntamente repitiendo cíclicamente una serie de pulsaciones endógenas de varias semanas de duración, que en la estación 2 fueron más intensas y se anticiparon entre uno y dos días a los demás niveles.

La figura 4.47 muestra las gráficas que representan las temperaturas medias diarias del aire y el suelo deducidas de los registros realizados por los ocho sensores de la quebrada Queñua Ranra durante el periodo de referencia.



**Figura 4.47:** evolución de las temperaturas medias del aire y el suelo durante el periodo analizado.

La figura 4.48 es una ampliación de las gráficas de la temperatura media del suelo que se han mostrado en la figura 4.47, correspondiente al periodo comprendido en los meses de octubre, noviembre y diciembre de 2007, inmediatamente anterior de la presencia de la nieve que refleja la depresión de todos los parámetros desde principios de enero. Las líneas verticales finas representan los días que conforman la serie y las gruesas las fechas que definen el inicio de cada pulso de calor en la estación 2, que presentan un adelanto de una o dos jornadas con respecto a los demás niveles.



**Figura 4.48:** evolución de las temperaturas medias del suelo en las cuatro estaciones desde el 1 de octubre de 2007 hasta el 1 de enero de 2008.

Una explicación razonable para la correlación de las pulsaciones de los regímenes del aire y el suelo es que la capa límite de la atmósfera en contacto con las vertientes recibe una transferencia de calor desde la superficie. Al aire libre la geometría de los ciclos es más irregular y presenta numerosos picos de menor entidad que reflejan el efecto de los factores exógenos, pero por debajo del suelo es más homogénea porque los registros se realizan aislados de influencias externas.

La mayor intensidad de las temperaturas del aire y el suelo en la estación 2 y la anticipación del comienzo de los ciclos con respecto a los demás niveles podría deberse a una transmisión preferente del calor geotérmico a favor de la estructura del edificio volcánico. Como se explicó en el capítulo 2, Clapperton (1993) señaló que cuando el desnivel de los estratovolcanes sobre el altiplano es demasiado elevado para que el magma pueda acceder al área de cumbres, su salida al exterior suele producirse a través una fractura abierta en sus vertientes. La estación 2 se encuentra junto a la base de la lava que rellena el fondo de la quebrada Queñua Ranra. Si la emisión de esa colada se produjo a favor de una fractura es posible que la discontinuidad constituya una vía que favorezca una transferencia más eficaz del calor geotérmico, justificando la intensidad y la amplitud de los registros y la anticipación observada en los pulsos de la temperatura con relación a las demás estaciones.



Otras evidencias que sustentan la hipótesis de la existencia de una fractura bajo la colada de lava de Queñua Ranra son la ausencia de drenaje proglaciar en el sector inferior del valle, observada durante las campañas de trabajo de campo, y la vinculación de los ciclos de la temperatura con el calor geotérmico, que fue confirmada mediante el tratamiento estadístico de los datos disponibles.

- **La ausencia de drenaje proglaciar en el sector inferior de la quebrada:** a pesar de los procesos de deshielo que diariamente afectan a los glaciares que se encuentran en la cabecera de la quebrada el drenaje proglaciar no llega a circular en la parte inferior del valle. Su desaparición podría deberse a que la fractura funcionase como sumidero de las aguas de fusión, explicando de esa manera el abastecimiento de las fuentes y procesos de alteración hidrotermal que están ampliamente representados en el complejo volcánico.

- **La vinculación de los ciclos de la temperatura con el calor geotérmico:** para comprobar la relación de los pulsos observados en los regímenes de las temperaturas con el calor geotérmico se realizó un experimento consistente en seleccionar los registros que superaron el promedio anual de las máximas y los que no alcanzaron el promedio anual de las mínimas diarias, determinando a continuación la cantidad de mediciones diurnas y nocturnas. Para simplificar el procedimiento se asumió que la duración del día fue constante durante el año y equivalente en todos los niveles altitudinales, quedando comprendido entre las 6:00 h y las 18:00 h. Aunque ese hecho no es cierto el error cometido puede considerarse despreciable, teniendo en cuenta la finalidad del experimento.

En el planteamiento previo del ensayo se consideró que si las mediciones que sobrepasaron las máximas fueron mayoritariamente diurnas y las que no alcanzaron las mínimas se registraron predominantemente por la noche, el control del régimen termométrico podría atribuirse en mayor medida a la radiación solar, pero en caso contrario se demostraría su independencia de los factores exógenos y su estrecha vinculación con el calor geotérmico, sugerida por la interpretación de los gráficos.

Aunque los resultados mostraron una mayor abundancia de registros nocturnos, la representación de mediciones diurnas también fue considerable, indicando una elevada independencia de los factores exógenos que confirmó el importante papel que debe desempeñar el calor geotérmico en la configuración de los regímenes de las temperaturas.

#### **VINCULACIÓN DE LA TEMPERATURA DEL SUELO CON EL CALOR GEOTÉRMICO**

##### **Criterio de selección 1**

Número de registros que superaron el promedio anual de las temperaturas máximas diarias

Sensor	Promedio anual máximas diarias	Número de registros	% <sup>1</sup>	Diurnos	%	Nocturnos	%
12	6,0	8120	46	4161	24	13407	76
13	6,1	7807	44	3879	22	13689	78
22	3,1	5245	30	2705	15	14863	85
32	1,5	7734	44	4051	23	13517	77
<b>Promedio</b>		7227	41	3699	21	13869	79

##### **Criterio de selección 2**

Número de registros que no alcanzaron el promedio anual de las temperaturas mínimas diarias

Sensor	Promedio anual mínimas diarias	Número de registros	% <sup>1</sup>	Diurnos	%	Nocturnos	%
12	5,7	7258	41	3558	20	14010	80
13	6,0	8841	50	4051	23	13517	77
22	1,6	6280	36	2892	16	14676	84
32	1,1	7972	45	3810	22	13758	78
<b>Promedio</b>		7588	43	3578	20	13990	80

<sup>1</sup>Porcentaje del número de registros calculado con respecto al total de mediciones (17568)

**Figura 4.49:** análisis de la distribución de los registros de la temperatura del suelo que superaron los promedios anuales de las temperaturas máximas y mínimas diarias.

Por otra parte la comparación de la distribución de las temperaturas del aire y el suelo registradas en el Nevado Coropuna con las mediciones procedentes del Chachani y el Misti demostró la existencia de una correlación a escala regional entre los pulsos del calor geotérmico detectados en los tres volcanes. En la tabla de la figura 4.50 se han resumido los promedios anuales de las temperaturas del aire y el suelo registradas entre el 12 de septiembre de 2007 y el 11 de septiembre de 2008 en esos centros. La figura 4.51 es una imagen de satélite de los volcanes Chachani y Misti, en la que se ha señalado la localización de las estaciones, y la figura 4.52 una vista panorámica del sector occidental del Misti desde la estación más elevada del Chachani.

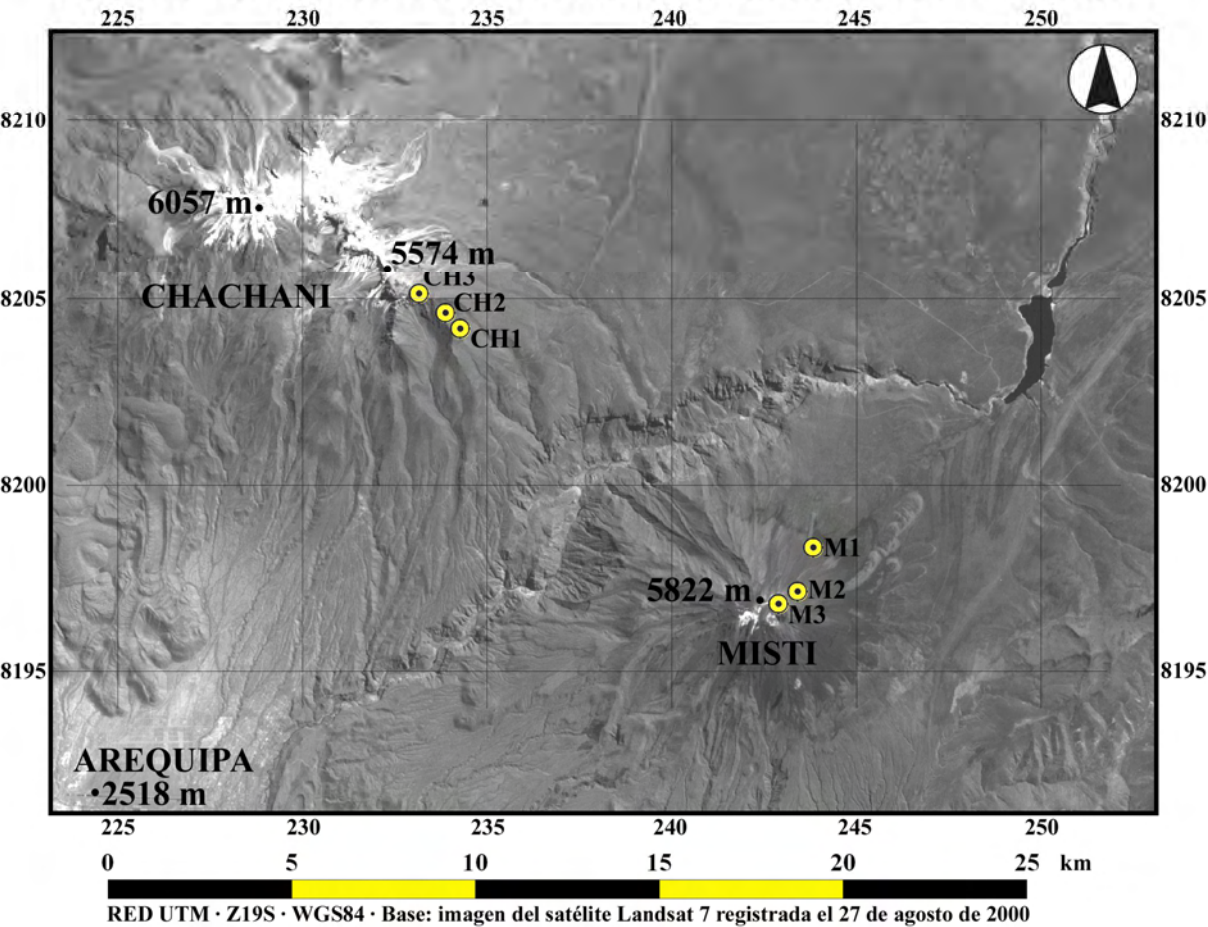
**PROMEDIOS ANUALES DE LAS TEMPERATURAS DEL AIRE Y EL SUELO REGISTRADAS EN LA RED DE ESTACIONES DE LOS VOLCANES COROPUNA, CHACHANI Y MISTI (12-09-2007/11-09-2008)**

Coropuna 15°31' 72°39' 6377 m					Chachani 16°11' 71°32' 6057 m					Misti 16°17' 71°24' 5822 m				
E	Z	S	Ta	Ts	E	Z	S	Ta	Ts	E	Z	S	Ta	Ts
4	5822	41	-2,5	-	3	5352	31	-1,9	-	3	5701	31	-2,2	-
3	5694	31	-2,9	-	3	5352	32	-	-2,7	3	5701	32	-	2,9
3	5694	32	-	1,3	2	5013	21	-0,4	-	3	5701	33	-	5,6
2	5564	21	0,1	-	2	5013	22	-	2,0	2	5438	21	1,9	-
2	5564	22	2,4	-	1	4871	11	4,4	-	2	5438	22	-	7,7
1	4886	11	3,9	-	1	4871	12	-	6,0	1	4780	11	7,1	-
1	4886	12	-	5,8	1	4871	13	-	6,7	1	4780	12	-	11,5
1	4886	13	-	6,0										

E-estación · Z-altitud (m) · S-sensor · Ta-tempertaura del aire (°C) · Ts-temperatura del suelo (°C)

**Figura 4.50:** temperaturas medias anuales del aire y el suelo en el Nevado Coropuna, el Chachani y el Misti durante el periodo analizado, con indicación de la denominación y la altitud de las estaciones.

**RED DE ESTACIONES TERMOMÉTRICAS CHACHANI-MISTI**



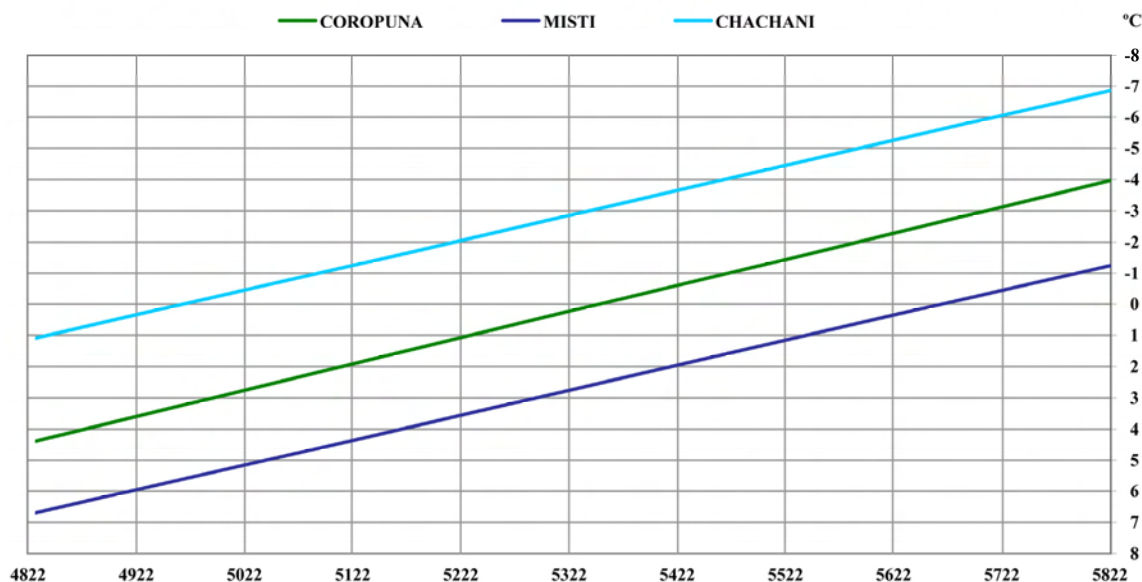
**Figura 4.51:** localización de las tres estaciones instaladas en la vertiente septentrional del Misti (M1, M2 y M3) y en el flanco suroriental del Chachani (CH1, CH2 y CH3).



**Figura 4.52:** panorámica del Misti desde la estación Chachani 3. Fotografía realizada por Gonzalo Sanjuanbenito, biólogo de Guías de Espeleología y Montaña.

La figura 4.53 es un modelo lineal de la distribución de la temperatura del aire en el Nevado Coropuna, el Chachani y el Misti, elaborado con los promedios anuales de los registros de las estaciones 1 y 3 de los volcanes durante el periodo de referencia (12-09-2007/11-09-2008). Las líneas rectas representan la distribución de la temperatura en la capa límite de la atmósfera en contacto con los edificios volcánicos. Como la transferencia de calor desde el suelo es proporcional a la actividad geotérmica del volcán, el régimen del Misti es más cálido, el del Chachani más frío y el del Coropuna se encuentra en un nivel intermedio entre los anteriores.

Complejos volcánicos Coropuna (15°31'S 6377 m) y Chachani (16°11'S 6057 m) · Estratovolcán Misti (16°11'S 5822 m)  
**MODELO LINEAL DE LA DISTRIBUCIÓN ALTITUDINAL DE LA TEMPERATURA DEL AIRE (Ta)**



**Figura 4.53:** distribución altitudinal de la temperatura del aire en el Nevado Coropuna, el Chachani y el Misti.

Los gráficos que se muestran en las páginas siguientes describen la variación de los promedios diarios de las temperaturas del suelo registradas durante el periodo de referencia en las estaciones Coropuna 3 y Misti 3 (figura 4.54) y Coropuna 1, Chachani 1 y Misti 1 (figura 4.55).



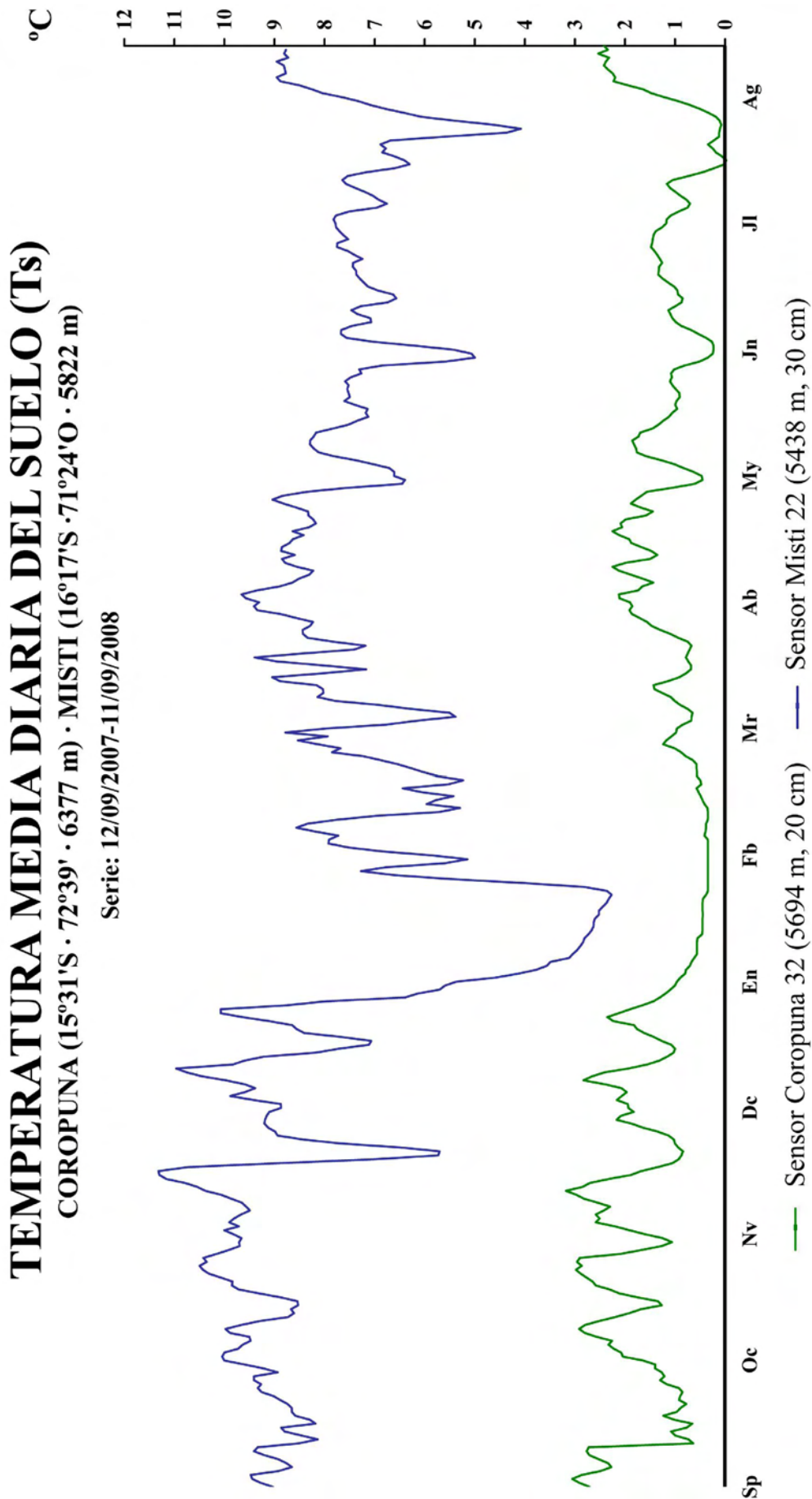
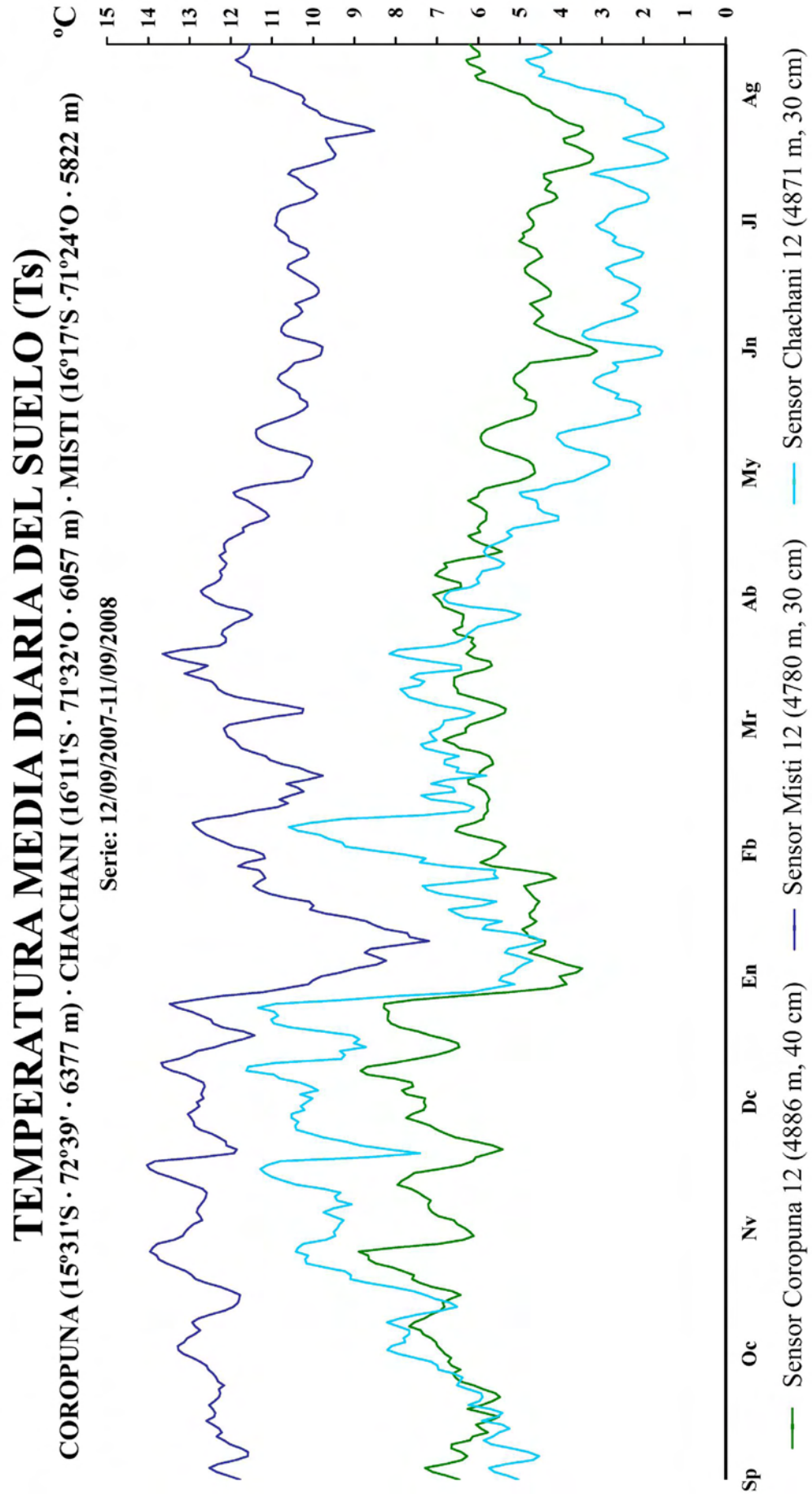


Figura 4.54: temperatura media diaria del suelo en las estaciones Coropuna 3 y Misti 2



**Figura 4.55:** temperatura media diaria del suelo en las estaciones Coropuna 1, Misti 1 y Chachani 1.

#### **4.5.2. Análisis de los ciclos de congelación y deshielo**

El análisis de los registros de los sensores enterrados en las estaciones de Queñua Ranra demostró que en el fondo de la quebrada, parcialmente rellenado por una colada de lava de edad holocena, la temperatura del suelo es demasiado elevada para que en su interior se produzcan procesos de congelación.

Las estadísticas de las temperaturas sugirieron la posibilidad de que el calor geotérmico se transmita preferentemente a favor de una fractura longitudinal abierta en el flanco del edificio volcánico por la erupción que emitió la colada. Las estaciones 1 y 2 están en la base de esa unidad, la primera por delante del frente y la segunda en la mitad de su recorrido, y las estaciones 3 y 4 se encuentran sobre el arco morrénico frontal de la Pequeña Edad del Hielo que la sobreyace en su área de cabecera. La ubicación de las estaciones con respecto a la fractura podría encontrarse en el origen del adelantamiento de los ciclos de la temperatura en la estación 2 con respecto a los demás niveles, así como la ausencia de formas periglaciares en el fondo de la quebrada. Sin embargo, en posiciones suficientemente alejadas de la colada de lava sí se detectó la presencia de unidades geomorfológicas generadas por ciclos de congelación y deshielo.

En capítulos anteriores se explicó que la estructura del Nevado Coropuna está compartimentada por una red de fracturas y lineamientos tectónicos, que han controlado la dinámica experimentada por los paleoglaciares durante el Último Máximo Glacial Regional y la distribución de las fuentes y procesos de alteración hidrotermal. Como esas discontinuidades también han determinado la transmisión diferencial del calor geotérmico a lo largo y ancho del complejo volcánico, las formas periglaciares se reparten por el territorio de manera discontinua, refugándose donde las manifestaciones endógenas se hacen menos patentes.

No obstante, debido a que el análisis de esas cuestiones excede los objetivos del presente trabajo de investigación, su discusión no abordará con mayor profundidad en esta memoria, aunque para mostrar el contraste existente entre áreas relativamente próximas se han seleccionado las fotografías que se exponen en la siguiente página:

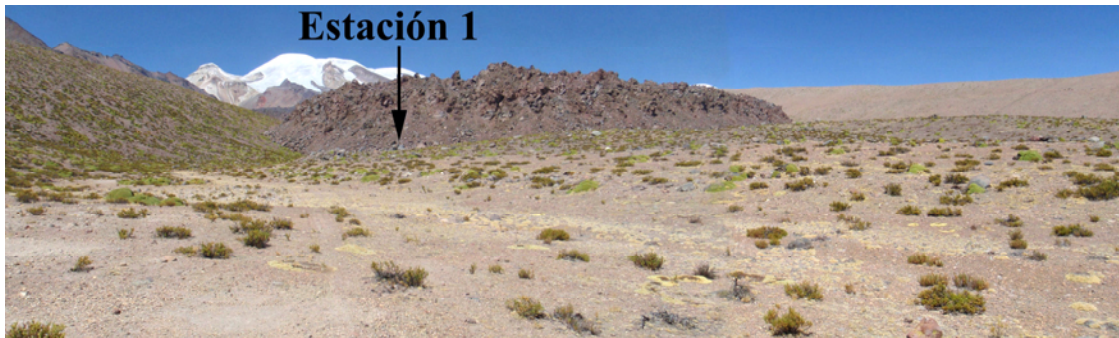
En la figura 4.56 aparece el sector inferior de la quebrada Queñua Ranra, donde se encuentra la estación 1, por delante del frente de la colada de lava holocena. El fondo del valle está parcialmente colmatado por depósitos laháricos y piroclastos de caída generados por la misma erupción que emitió el derrame de lava.

Aunque desde un punto de vista granulométrico y textural las características de esos suelos serían propicias para que se produjesen procesos de congelación y deshielo, el régimen de la temperatura ha impedido su desarrollo, de manera que en ese sector las vertientes aparecen completamente libres de formas periglaciares.

A medida que se incrementa la distancia con respecto a la colada de lava el calor geotérmico se reduce y empiezan a aparecer unidades como las que se presentan en las figuras 4.57 y 4.58, generadas por crioturbación (apartado 2.4.1e, figuras 2.126 y 2.127).

La primera es un suelo ordenado que se encuentra a media ladera de la quebrada Queñua Ranra, por encima del nivel ocupado por la colada de lava holocena. La segunda es un área de *thufur* que se localiza en el fondo del valle glaciar de la quebrada Santiago, 5 km al Oeste de la estación 1.





**Figura 4.56:** fondo de valle de la quebrada Queñua Ranra cerca de la estación 1 (4886 m), donde el calor geotérmico anula cualquier posibilidad de que se desarrollen procesos periglaciares.



**Figura 4.57:** suelo ordenado en un depósito de la vertiente occidental de la quebrada Queñua Ranra. La estación 2 (5564 m) se encuentra cerca de esa posición, en la base de la colada de lava que rellena el fondo del valle, de la que sólo alcanza a verse su parte superior, en la esquina superior derecha de la fotografía.



**Figura 4.58:** área de *thufur* en el sector inferior de la quebrada Santiago. Su presencia demuestra el desarrollo de ciclos de congelación y deshielo en el interior del suelo, en una altitud similar a la de la estación 1 de Queñua Ranra (4886 m), donde el calor geotérmico impide el desarrollo de procesos de este tipo.

#### **4.5.3. Análisis de los gradientes verticales de las temperaturas del aire y el suelo**

Los gradientes térmicos verticales sirvieron para calcular el valor de la temperatura del aire y el suelo en cada nivel altitudinal, permitiendo aplicar los procedimientos previstos en sucesivas fases de la investigación.

Con esa finalidad se seleccionaron los gradientes deducidos de la diferencia de los promedios anuales de las temperaturas medias diarias y el desnivel existente entre las estaciones 1 y 3, cuyos resultados ( $0,0084^{\circ}\text{C}/\text{m}$  al aire libre y  $0,0056^{\circ}\text{C}/\text{m}$  en el interior del suelo) fueron presentados en el apartado 4.4.3 como las mejores estimaciones posibles por tres razones:

- 1) El análisis de sus estadísticas sugirió que sus registros fueron afectados en menor medida por la presencia de nieve, la radiación solar y el calor geotérmico.
- 2) Mostraron la menor desviación ( $0,0001$  y  $0,0007^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ) con respecto los promedios de todas las estimaciones realizadas ( $0,0085$  y  $0,0063^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ).
- 3) Se trataba del par de estaciones que contaban con termómetros del aire y el suelo y estaban separadas por un mayor desnivel (808 m).

A continuación se discutirá la validez de los gradientes seleccionados, contrastándolos con estimaciones realizadas en diferentes regiones tropicales del planeta y las que se dedujeron en el Misti, utilizando la misma metodología en un contexto climático y geotérmico semejante al Nevado Coropuna.

#### **4.5.3.a) El estado del conocimiento sobre los gradientes térmicos verticales**

##### **- Introducción**

La temperatura del suelo es uno de los parámetros implicados en la ecuación de la ablación, que ha sido empleada en este trabajo de investigación para reconstruir el balance de masa de los glaciares y paleoglaciares.

Aunque en publicaciones precedentes también se citó su utilización (Klein et al., 1999; Kuhn, 1981; Kuhn, 1984; Kuhn, 1989), no hicieron referencia ni al valor de la temperatura del suelo ni al procedimiento empleado para su determinación, suponiéndose que debieron usar el mismo gradiente vertical para estimar el valor de las temperaturas del aire y el suelo en cada nivel altitudinal.

El cálculo del producto del gradiente térmico vertical por la depresión de la paleoELA ha sido un procedimiento aplicado habitualmente para reconstruir el valor de la paleotemperatura, al igual que se hizo para obtener los resultados que se presentaron en el apartado 4.4.3.

Para poder afrontar esa tarea es necesario asumir que los gradientes del pasado fueron semejantes a los actuales, aspecto que fue discutido por Rind & Peteet (1985) refiriéndose a las discrepancias existentes en las latitudes tropicales entre las reconstrucciones de las paleotemperaturas de la superficie del mar de los proyectos CLIMAP (CLIMAP, 1976; CLIMAP, 1981) y las evidencias deducidas de la depresión de las paleoELAs y las *snowlines* en áreas de alta montaña. Más adelante se hará referencia en mayor profundidad a esa cuestión, cuando se aborde el análisis de los resultados sugeridos por el modelo del balance de masa de los paleoglaciares del Último Máximo Glacial Regional.

El gradiente térmico vertical es inversamente proporcional al contenido en humedad de la columna de aire y su valor no se mantiene constante en la troposfera. Excepto durante inversiones térmicas temporales está limitado por estrictas leyes físicas, quedando comprendido entre un máximo adiabático seco de  $0,0098^{\circ}\text{C}/\text{m}$  y un mínimo adiabático saturado húmedo, que en los trópicos oscila entre  $0,0030^{\circ}\text{C}/\text{m}$  en el nivel del mar (a  $40^{\circ}\text{C}$  de temperatura), y  $0,0070^{\circ}\text{C}/\text{m}$  en la altitud de la isoterma de  $0^{\circ}\text{C}$  de la temperatura del aire (Kaser & Osmaston, 2002). No obstante el procedimiento más extendido consiste en utilizar una estimación global media de  $0,0065^{\circ}\text{C}/\text{m}$ , con respecto a la que el valor real del gradiente puede presentar considerables variaciones.

Aunque teóricamente el gradiente térmico vertical de la temperatura del aire puede tener cualquier valor comprendido entre el límite superior adiabático seco y el límite inferior adiabático saturado, Kaser & Osmaston (2002) señalaron que en los climas tropicales húmedos suele aproximarse al umbral inferior y en los climas tropicales secos no llega a alcanzar el superior.

Como se comprobará a continuación, el resultado obtenido por el presente trabajo en el Nevado Coropuna ( $0,0084^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ) fue considerablemente más elevado y se acercó en mayor medida al límite superior que los gradientes publicados con anterioridad. La causa de esas diferencias tiene que ver con el contexto considerablemente más árido que caracteriza al complejo volcánico, comparado con otras áreas glaciadas de alta montaña.

Las estimaciones del gradiente térmico vertical realizadas durante las últimas décadas se han abordado a través de tres estrategias de investigación, utilizando registros efectuados en la atmósfera libre (1), datos procedentes de satélites (2) y mediciones realizadas a nivel de la superficie (3), aunque sin la resolución que ofrecen los sensores *data logger* empleados en el presente trabajo.

#### **- Gradientes térmicos verticales deducidos en la atmósfera libre**

Rex (1969) analizó los gradientes térmicos verticales en la atmósfera libre a lo largo de dos meridianos ( $70^{\circ}\text{O}$  y  $180^{\circ}\text{O}$ ), obteniendo los resultados que se resumen en la tabla de la figura 4.59 en intervalos de  $10^{\circ}$  de latitud.

<b>Altitud</b>	<b>Gradiente vertical de la temperatura del aire (<math>^{\circ}\text{C}/\text{m}</math>)</b>				
<b>(msnm)</b>	<b><math>20^{\circ}\text{N}</math></b>	<b><math>10^{\circ}\text{N}</math></b>	<b><math>0^{\circ}</math></b>	<b><math>10^{\circ}\text{S}</math></b>	<b><math>20^{\circ}\text{S}</math></b>
5.000-10.000	0,0068	0,0068	0,0068	0,0060	0,0069
0-5.000	0,0051	0,0050	0,0048	0,0043	0,0036

**Figura 4.59:** gradientes térmicos verticales en la atmósfera libre (Rex, 1969).

Tomando como referencia los datos publicados por Rex (1969), el gradiente térmico vertical en el Nevado Coropuna ( $15^{\circ}\text{S}$ ) debería estar comprendido entre  $0,0060$  y  $0,0069^{\circ}\text{C}/\text{m}$ . Sin embargo el gradiente deducido de los registros realizados por los sensores instalados en las estaciones de la quebrada Queñua Ranra ( $0,0084^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ) es entre  $0,0015$  y  $0,0024^{\circ}\text{C}/\text{m}$  más elevado. Teniendo en cuenta las estimaciones de la depresión de las paleoELAs que se presentaron en el capítulo 3, esas diferencias se traducirían en una reducción nada despreciable de la depresión de las paleotemperaturas, de  $1,1$  a  $2,2^{\circ}\text{C}$  durante el Último Máximo Glacial Regional y entre  $0,1$  y  $0,2^{\circ}\text{C}$  en la Pequeña Edad del Hielo (dependiendo de la vertiente), demostrando que la importancia que tiene la exactitud de la determinación de los gradientes térmicos verticales en la elaboración de estudios a escala local.



**- Gradientes térmicos verticales basados en registros realizados por imágenes de satélite**

Klein et al (1999) emplearon datos del satélite GEOS-1, de la *European Space Agency* (ESA), para deducir los gradientes térmicos verticales que usaron para elaborar su modelo de las *snowlines* en los Andes Centrales, en el presente y durante el Último Máximo Glacial Regional.

Con ese procedimiento estimaron un gradiente de  $0,0060^{\circ}\text{C}/\text{m}$  para la cordillera oriental y  $0,0065^{\circ}\text{C}/\text{m}$  para la cordillera occidental. Sus resultados reflejaron el incremento de la aridez del clima de Este a Oeste de la región de los Andes Centrales porque el gradiente térmico vertical es inversamente proporcional a la humedad de la columna de aire, como se señaló con anterioridad.

El gradiente deducido para la cordillera occidental, que correspondería al Nevado Coropuna, es  $0,0019^{\circ}\text{C}/\text{m}$  inferior que el obtenido en el presente trabajo de investigación ( $0,0084^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ), implicando diferencias en la depresión de las paleotemperaturas de entre  $1,5$  y  $1,7^{\circ}\text{C}$  para el Último Máximo Glacial Regional y  $0,2^{\circ}\text{C}$  para la Pequeña Edad del Hielo.

Semejantes divergencias son aceptables en un trabajo regional, pero demuestran la necesidad de utilizar a escala local gradientes deducidos de registros realizados sobre el terreno, a pesar de que frecuentemente se utilice un gradiente medio de  $0,0065^{\circ}\text{C}/\text{m}$ , como el que Klein et al (1999) estimaron para la cordillera occidental.

**- Gradientes térmicos verticales deducidos a nivel de la superficie**

Los resultados obtenidos por investigaciones emprendidas en diferentes regiones tropicales de la Tierra, que reflejaron una gran heterogeneidad espacial, también señalaron la conveniencia de determinar en cada caso el valor de los gradientes.

- En Papua Nueva Guinea se estimaron gradientes térmicos verticales cercanos a la tasa de saturación, tanto durante la estación húmeda como en la estación seca (Webster & Streten, 1978).

- En el mismo trabajo se publicaron los gradientes calculados en la región de Darwin, en el Norte de Australia, donde el clima es sumamente árido como consecuencia de la influencia de una corriente marina fría. Sin embargo los resultados fueron similares que los alcanzados en Papua Nueva Guinea (Kaser & Osmaston, 2002).

- En el Puncak Jaya (Indonesia), también denominada montaña de Carstensz, donde el clima es notablemente húmedo, se dedujeron gradientes de  $0,0045^{\circ}\text{C}/\text{m}$  en el intervalo comprendido entre el nivel del mar y 1500 m, y  $0,0075^{\circ}\text{C}/\text{m}$  en el que va desde 3600 m y 4200 m de altitud.

- En el África tropical los resultados quedaron comprendidos entre un gradiente de  $0,0065^{\circ}\text{C}/\text{m}$  en la región húmeda del macizo del Rwenzori (Osmaston, 1989a) y otro de  $0,0070^{\circ}\text{C}/\text{m}$  en las vertientes más áridas del Kilimanjaro (Osmaston, 1989b).

- En los Andes tropicales húmedos de Ecuador el gradiente térmico vertical fue de  $0,0065^{\circ}\text{C}/\text{m}$  (Graf, 1981).

#### 4.5.3.b) Comparación de los gradientes térmicos verticales deducidos en el Nevado Coropuna y el Misti

La disponibilidad de los registros procedentes de la red de estaciones emplazadas en el Misti (figura 4.51) permitió contrastar los gradientes térmicos verticales obtenidos en el Nevado Coropuna con estimaciones realizadas en un contexto climático y geotérmico similar. Para realizar esa comparación se seleccionaron las series de datos registradas durante el periodo de referencia (12-09-2007/11-09-2008) en las estaciones 1 y 2 del Misti, las que presentan mayores semejanzas con las estaciones 1 y 2 del Nevado Coropuna. Las cuatro se localizan en las vertientes septentrionales de los edificios volcánicos y se encuentran en altitudes similares. Las estaciones Misti 1 y Coropuna 1 a 4780 m y 4886 m y las estaciones Misti 2 y Coropuna 3 a 5434 m y 5564 m.

Los gradientes térmicos verticales de ambos volcanes resultaron extraordinariamente parecidos. Los que se dedujeron de los promedios anuales de los registros de las estaciones Misti 1 y Misti 2 ( $0,0080^{\circ}\text{C}/\text{m}$  para la temperatura del aire y  $0,0058^{\circ}\text{C}/\text{m}$  para la temperatura del suelo) son prácticamente idénticos que los que se calcularon con datos de las estaciones Coropuna 1 y Coropuna 3 ( $0,0084^{\circ}\text{C}/\text{m}$  y  $0,0056^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ). Sus diferencias fueron tan reducidas ( $0,0004^{\circ}\text{C}/\text{m}$  y  $0,0002^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ) que reforzaron la consideración de los gradientes de la quebrada Queñua Ranra como la opción más apropiada para abordar las siguientes fases de la investigación.

En la figura 4.60 se muestra la hoja de cálculo que se utilizó para estimar los gradientes térmicos verticales y la depresión de las paleotemperaturas del aire y el suelo.

GRADIENTES TÉRMICOS VERTICALES DEL NEVADO COROPUNA						
GTVa DEDUCIDO DE LOS SENSORES 11-31				GTVs DEDUCIDO DE LOS SENSORES 12-32		
	Altitud (m)	$\downarrow T_a$	$\text{GTVa} = \downarrow T_a / \Delta Z (^{\circ}\text{C}/\text{m})$		Altitud (m)	$\downarrow T_s$
Sensor 11:	4886	3,9		Sensor 12:	4886	5,8
Sensor 31:	5694	-2,9	<b>-0,0084</b>	Sensor 32:	5694	1,3
$\Delta Z$ :	808	$\Delta T_a$ : -6,8		$\Delta Z$ :	808	$\Delta T_s$ : -4,5
						<b>-0,0056</b>
GRADIENTES TÉRMICOS VERTICALES DEL MISTI						
GTVa DEDUCIDO DE LOS SENSORES 11-21				GTVs DEDUCIDO DE LOS SENSORES 12-22		
	Altitud (m)	$\downarrow T_a$	$\text{GTVa} = \downarrow T_a / \Delta Z (^{\circ}\text{C}/\text{m})$		Altitud (m)	$\downarrow T_s$
Sensor 11:	4780	7,1		Sensor 12:	4780	11,5
Sensor 21:	5434	1,9	<b>-0,0080</b>	Sensor 22:	5434	7,7
$\Delta Z$ :	654	$\Delta T_s$ : -5,2		$\Delta Z$ :	654	$\Delta T_s$ : -3,8
						<b>-0,0058</b>

**Figura 4.60:** gradientes térmicos verticales deducidos de los registros de los sensores de las estaciones emplazadas en el Nevado Coropuna y el Misti durante el periodo de referencia (12-09-2007/11-09-2008).

Los resultados obtenidos por Webster & Stretten (1978), Hope (1979) y Hope et al (1979) en Oceanía, Osmaston (1989a) y Osmaston (1989b) en África tropical y Graf (1981) en los Andes ecuatoriales se encuentran comprendidos dentro del intervalo del gradiente adiabático saturado ( $0,0030$ - $0,0070^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ) señalado por Kaser & Osmaston (2002). Sin embargo en el Nevado Coropuna y el Misti, en un contexto notablemente más árido que los anteriores, los gradientes fueron más elevados ( $0,0084$  y  $0,0080^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ), acercándose en mayor medida al límite teórico del gradiente adiabático seco ( $0,0098^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ). No obstante los regímenes de las temperaturas del aire y el suelo y los gradientes verticales permanecen todavía insuficientemente conocidos en las áreas de alta montaña tropical, especialmente en volcanes activos. Los resultados que producirán en el futuro el mantenimiento y la ampliación de la red de estaciones de los estratovolcanes Coropuna, Chachani y Misti contribuirán a acrecentar su conocimiento y muy probablemente demostrarán que su variabilidad es superior que la que se suponía.

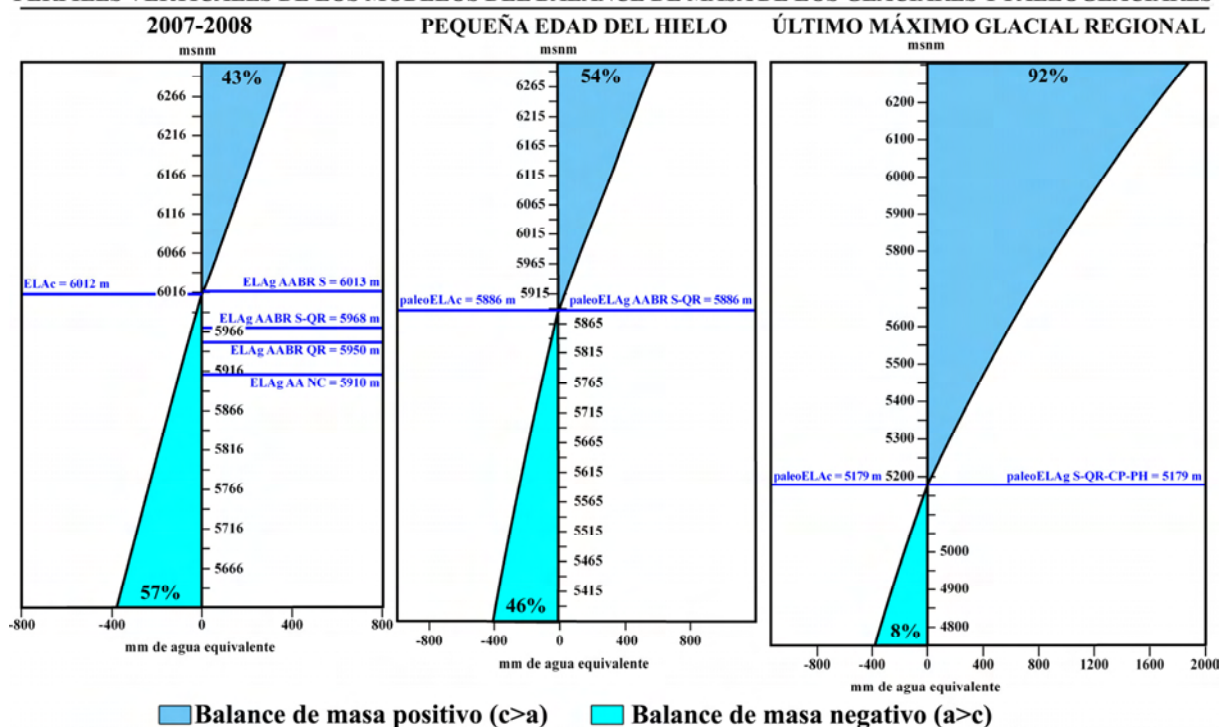
#### 4.5.4. Interpretación de los modelos del balance de masa de los glaciares y los paleoglaciares

En la figura 4.61 se han representado conjuntamente los perfiles verticales de los modelos del balance de masa de los glaciares actuales y los paleoglaciares durante la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional.

Los porcentajes que se indican en los gráficos expresan el tamaño relativo del sector del perfil que representa el balance de masa positivo, donde el valor de la acumulación (c) es mayor que el de la ablación (a), o negativo, en el que la ablación es superior. La relación entre ambos parámetros (c/a) refleja el estado de las masas de hielo en cada fase: actualmente se encuentran en retroceso (c/a=43/57), en la Pequeña Edad del Hielo experimentaron un ligero balance positivo (c/a=54/46) y durante el Último Máximo Glacial Regional tuvieron un gran excedente (c/a=92/8), propiciado porque el altiplano impuso un límite topográfico al descenso altitudinal de los paleoglaciares.

También se han señalado los niveles de las ELAs o paleoELAs climáticas, en los que el balance de masa alcanzó su valor más próximo a cero, y las ELAs o paleoELAs geomorfológicas estadísticamente representativas de cada grupo de glaciares o paleoglaciares. El desnivel de las ELAs o paleoELAs geomorfológicas con respecto a las ELAs o paleoELAs climáticas refleja el estado de equilibrio o desequilibrio de las masas de hielo con el clima.

#### PERFILES VERTICALES DE LOS MODELOS DEL BALANCE DE MASA DE LOS GLACIARES Y PALEOGLACIARES



**Figura 4.61:** perfiles verticales de los modelos del balance de masa de los glaciares actuales y los paleoglaciares durante la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional.

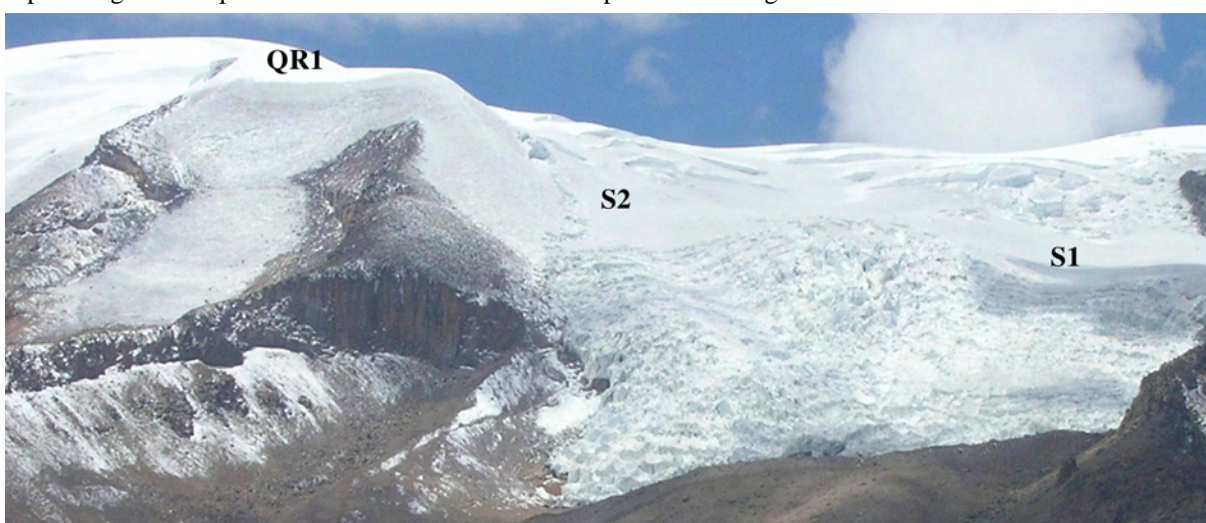


#### 4.5.4.a) Interpretación del modelo del balance de masa de los glaciares actuales

La figura 4.62 es una panorámica de las cabeceras de las quebradas Santiago (S) y Queñua Ranra (QR), en la que se han identificado los glaciares del sector NE del Nevado Coropuna, cartografiados durante la tercera etapa de la investigación (capítulo 3).



**Figura 4.62:** panorámica de las cabeceras de las quebradas Santiago y Queñua Ranra, con indicación de los aparatos glaciares que se diferenciaron en la tercera etapa de la investigación.



**Figura 4.63:** panorámica frontal de los glaciares Queñua Ranra 1, Santiago 2 y Santiago 1.

En el perfil vertical del modelo del balance de masa de los glaciares actuales (figura 4.61) la ELA geomorfológica (5968 m), estadísticamente representativa de los aparatos del sector NE del Nevado Coropuna, se encuentra 44 m por debajo de la ELA climática (6012 m), que se interpretó como un reflejo del estado global de desequilibrio de masas de hielo con el clima. El trabajo de campo permitió descubrir una realidad bien diferente en cada quebrada, coherente con el desnivel de las ELAs geomorfológicas con respecto a la ELA climática:

- En la quebrada **Queñua Ranra**, donde el desnivel de la ELA geomorfológica (5950 m) con respecto a la ELA climática (6012 m) es negativo (-62 m), el aspecto de los glaciares revela claramente un estado de desequilibrio con el clima. Las masas de hielo presentan una fuerte pérdida de volumen y su superficie está plagada de penitentes. Son glaciares de pared, cuyas cabeceras están adosadas a la parte alta de los valles.
- En la quebrada **Santiago**, donde la ELA geomorfológica (6013 m) está prácticamente en el mismo nivel (+1) que la ELA climática (6012 m), los glaciares se encuentran en un estado de equilibrio con el clima, que se pone de manifiesto por su mayor espesor y dinamismo. Las masas de hielo conservan un volumen considerable y están compartimentados por gran cantidad de *crevasses*, provocados por su desplazamiento vertiente abajo hasta la posición que determina su balance de masa. Los glaciares de la quebrada Santiago disfrutaban de condiciones geoecológicas más favorables porque proceden de la cumbre del edificio oriental del Nevado Coropuna, donde la topografía, la orientación y las dimensiones de la zona de acumulación son idóneas para la acumulación de la nieve y su transformación en hielo.

#### **4.5.4.b) Interpretación del modelo del balance de masa de la Pequeña Edad del Hielo**

##### **LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO EN LOS ANDES CENTRALES**

El concepto Pequeña Edad del Hielo fue utilizado por primera vez a finales de la década de los años 30' del pasado siglo XX por Matthes (1939) para referirse al periodo durante el que se había producido la progresión observada en los glaciares de las latitudes medias entre los siglos XVI y XVII. Aunque esos avances han sido bien documentados en el Hemisferio Norte todavía permanecen insuficientemente conocidos en los trópicos (Rabatel et al., 2008; Grove, 1988) y muchas incertidumbres concernientes a la cronología y el contexto paleoclimático en el que sucedieron están todavía pendientes de resolución. Entre esas cuestiones Rabatel et al (2008) destacaron la que se refiere a si los avances de los paleoglaciares alcanzaron la misma magnitud en los trópicos que en las latitudes medias, en cuyo caso contribuiría a confirmar que el cambio climático fue semejante en todo el planeta.

El mismo problema puede plantearse a escala de los Andes Centrales, donde las tendencias del clima necesariamente tienen que reflejarse en una variación espacial de la dinámica de los glaciares. Para construir un marco de referencia que explique la naturaleza y el ritmo de la Pequeña Edad del Hielo en la región es preciso establecer correlaciones entre la cronología de las fases de expansión glacial y el contexto paleoambiental en el que sucedieron.

##### **La cronología de los avances de los paleoglaciares:**

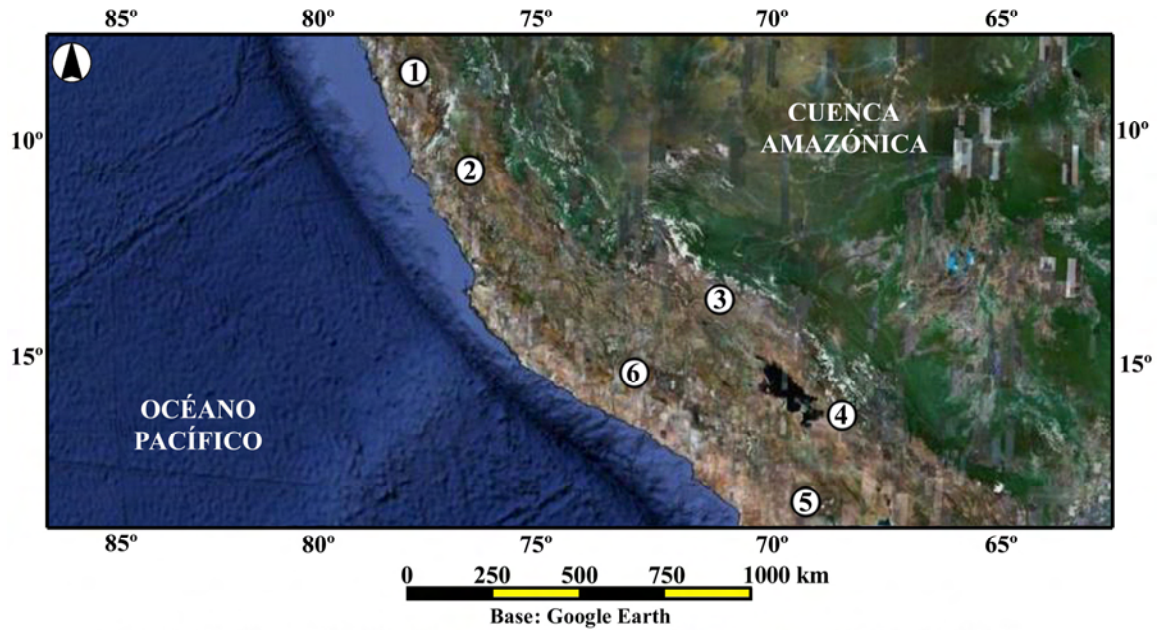
- Recientemente se han publicado cronologías de la Pequeña Edad del Hielo en la Cordillera Blanca (Solomina et al., 2007), en la mitad septentrional de Perú, y en la Cordillera Real de Bolivia (Rabatel et al., 2008).
- Para datar formas morrénicas atribuidas a esa fase emplearon métodos que se basan en el establecimiento de las tasas de crecimiento de especies de líquenes primicolonizadoras de bloques morrénicos, denominados por esa razón técnicas de liquenometría. Conocido el ritmo de crecimiento de una especie determinada la medida de una población de individuos estadísticamente representativa proporciona una estimación del momento en el que se depositó la morrena.

##### **El contexto paleoambiental de la expansión glacial:**

- Los *proxys* paleoclimáticos proceden de fuentes glaciológicas y palinológicas:
- Tasas de acumulación neta registradas en la estratigrafía de testigos de hielo procedentes del Nevado Huascarán, en la Cordillera Blanca, y el Nevado Quelccaya, en la cordillera oriental de los Andes Centrales, analizadas por Thompson et al (1986, 1995).
  - Estudios de pólenes incluidos en un testigo de hielo del Nevado Sajama (Bolivia), investigado por Liu et al. (2005), y en testigos de sedimentos de la laguna Marcacocha, en la región del Cuzco (Perú), examinados por Chepstow-Lusty et al (2003).

La figura 4.64 es un mapa en el que han localizado las áreas donde se desarrollaron los trabajos sobre la Pequeña Edad del Hielo a los que se va a hacer referencia. En el cronograma de la figura 4.65 se han resumido las principales conclusiones alcanzadas por las investigaciones, incluyendo la definición de periodos húmedos y áridos y la cronología e interpretación de las formas morrénicas datadas por liquenometría.

LOCALIZACIÓN DE LOS *PROXYS* PALEOCLIMÁTICOS DE LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO EN LOS ANDES CENTRALES



1. Nevado Huascarán (Cordillera Blanca). 2. Laguna Marcacocha. 3. Nevado Quelccaya.  
4. Cordillera Real. 5. Nevado Sajama. 6. Nevado Coropuna.

Figura 4.64: localización de los *proxys* paleoclimáticos de la Pequeña Edad del Hielo.

CRONOGRAMA DE LOS *PROXYS* PALEOCLIMÁTICOS DE LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO EN LOS ANDES CENTRALES

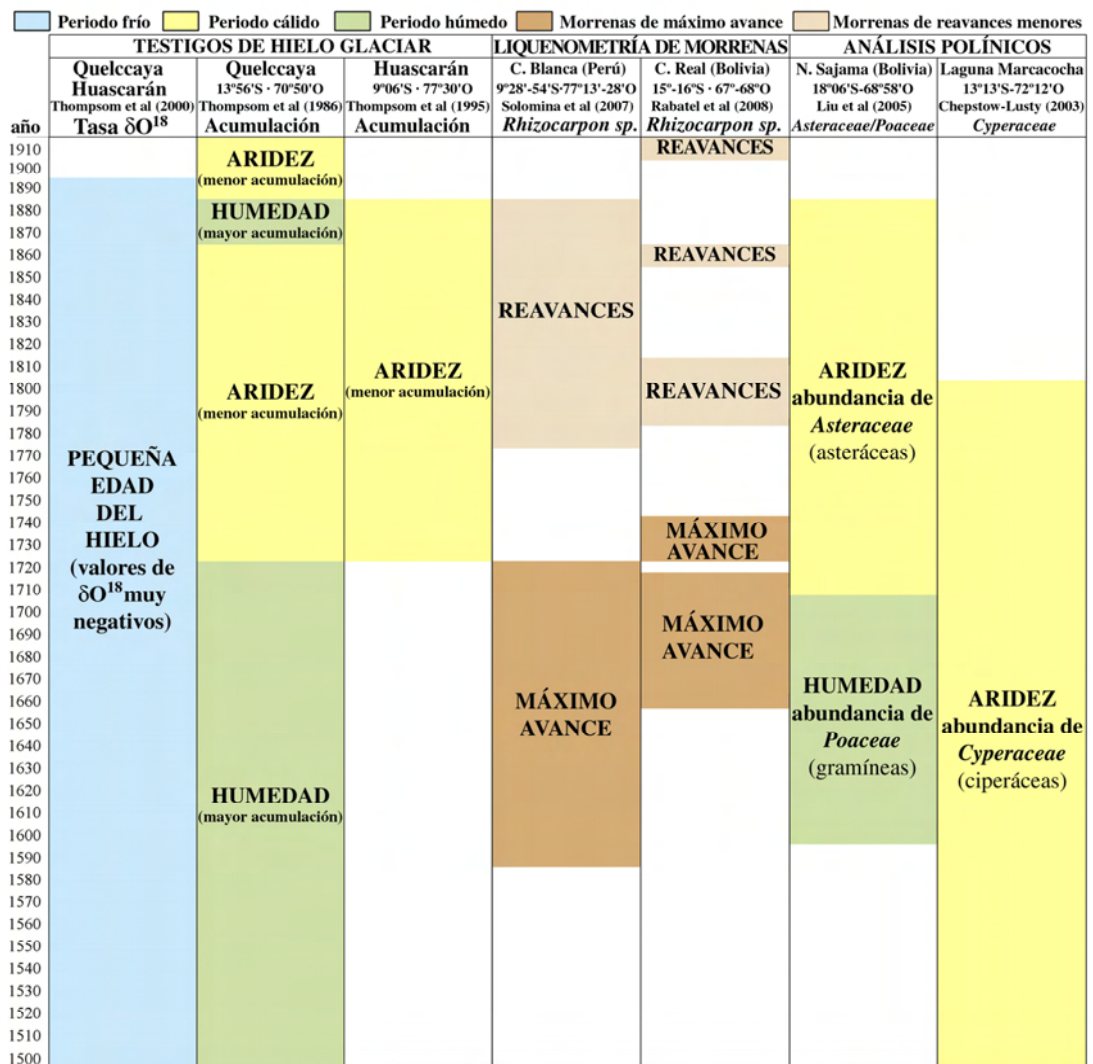


Figura 4.65: cronograma de los *proxys* paleoclimáticos de la Pequeña Edad del Hielo.



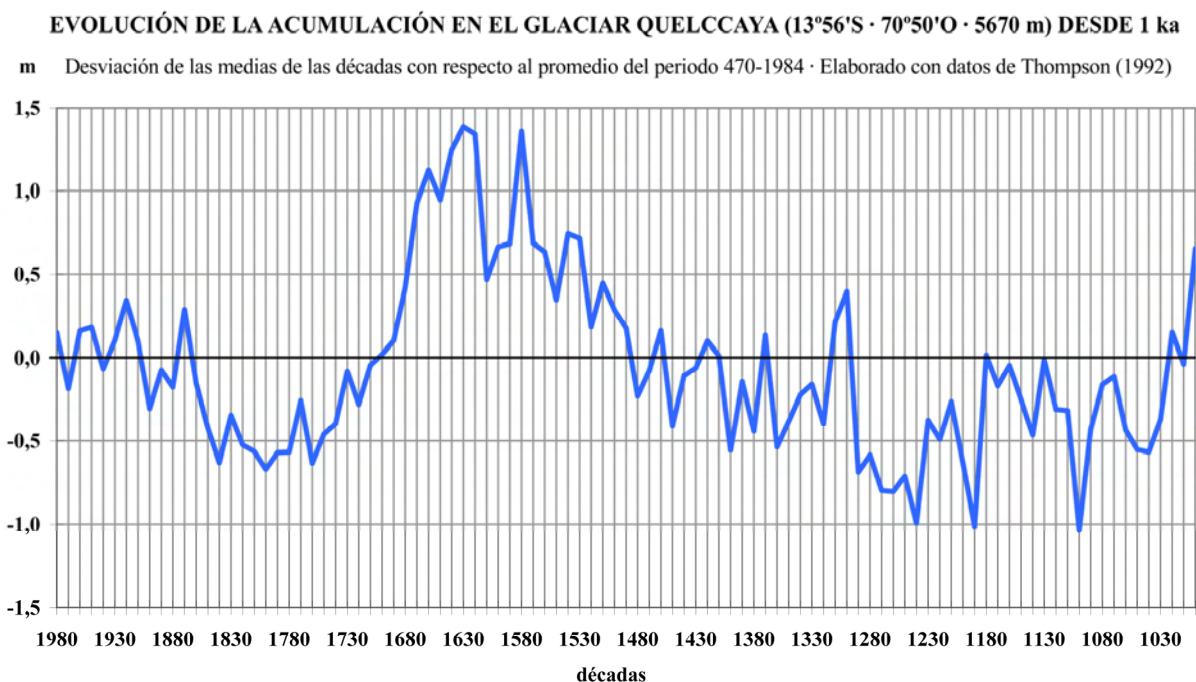
### **La acumulación y los isótopos de oxígeno en los testigos de hielo del casquete glaciar Quelccaya**

A lo largo de dos campañas desarrolladas en 1983 y 1984, un equipo del *Byrd Polar Research Center* (Universidad de Ohio) dirigido por Lonnie Thompson extrajo dos testigos de hielo de 155 y 163 m de profundidad en la cumbre del casquete glaciar Quelccaya (5670 m). Basándose en la identificación de un nivel guía constituido por las cenizas de la erupción del volcán Huaynaputina, que tuvo lugar en 1600, y la variación estacional de las concentraciones de isótopos de oxígeno  $\delta^{16}$  y  $\delta^{18}$  ( $\delta^{18}$ ), concluyeron que la nieve que originó las capas basales de los testigos de hielo se depositó respectivamente en los años 744 y 470 de nuestra era, con un error estimado en  $\pm 2$  años.

El análisis de la concentración de  $\delta^{18}$  en los testigos de hielo mostró valores especialmente negativos entre 1500 y 1890 ( $> -18\text{‰}$ ), poniendo de manifiesto que en ese intervalo se produjo un marcado enfriamiento que revelaba el periodo durante el que tuvo lugar la Pequeña Edad del Hielo en los Andes Centrales (Thompson et al., 1986).

El estudio de la acumulación neta registrada en la estratigrafía de los testigos permitió diferenciar dos fases consecutivas en la Pequeña Edad del Hielo. La primera tuvo lugar entre 1500 y 1720, se caracterizó por una mayor acumulación y por tanto por condiciones más húmedas, y la segunda, desde 1720 hasta 1880, porque el ambiente fue marcadamente más árido (Thompson et al., 1986). El incremento de la aridez del clima observado hacia 1720 pudo estar relacionado con un aumento de la frecuencia e intensidad de los eventos ENSO (Thompson et al., 1984), lo mismo que el rápido retorno a la aridez sucedido entre 1890 y 1910, después de un breve paréntesis de dos décadas más húmedas, en los años 70' y 80'.

El gráfico de la figura 4.66 expresa la evolución de la acumulación neta (m) recibida por el glaciar Quelccaya durante el último milenio, representando las desviaciones de las medias de las décadas con respecto al promedio del periodo comprendido entre 470 y 1894. El gráfico fue elaborado utilizando la serie de datos original, disponible en [www.ncdc.noaa.gov](http://www.ncdc.noaa.gov) (Thompson, 1992).



**Figura 4.66:** desviaciones del promedio de la acumulación por década del glaciar Quelccaya con respecto a la media del periodo 470-1984 (en m de agua equivalente). Elaboración propia a partir de la base de datos original (Thompson, 1992). Fuente: <http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/paleo.html>.

La acumulación registrada en los testigos de hielo del glaciar Quelccaya (figura 4.66), muestra claramente las fases señaladas por Thompson et al (1986).

- La primera se inicia a finales el siglo XV y se caracteriza por un incremento de la acumulación, que se refleja en tres máximos secundarios que se suceden hasta alcanzar un máximo principal de ~1,5 m anual en la transición entre los siglos XVI y XVII. Posteriormente la acumulación experimenta una pronunciada disminución hasta recuperar el promedio de la serie a finales de siglo.
- La segunda fase comienza con el siglo XVIII, continuando con la tendencia negativa heredada del siglo anterior hasta reducirse a un nivel mínimo en torno a -0,5 m, que la acumulación mantuvo desde el último tercio del XVIII hasta mediados del XIX, recuperando en la penúltima década de ese siglo el promedio de la serie 470-1984.

### **La acumulación registrada en los testigos de hielo del Nevado Huascarán**

En julio y agosto de 1993 el equipo de Lonnie Thompson extrajo dos testigos de hielo de 160 y 167 m de profundidad a 6050 m de altitud, en el collado que se encuentra entre las cumbres Norte y Sur del Nevado Huascarán. Aunque su cronología se remonta hasta 19 ka, su resolución a escala de décadas es menor que la de los testigos de hielo del glaciar Quelccaya, siendo por ese motivo menos útiles para detectar los cambios climáticos de la Pequeña Edad del Hielo. No obstante la acumulación neta registrada en el testigo presenta una buena correlación estratigráfica con la que se dedujo para el glaciar Quelccaya, sustentando la ocurrencia de una fase más árida desde comienzos del siglo XVIII (Thompson et al., 1995a).

### **Los pólenes del testigo de hielo del Nevado Sajama**

En octubre de 1996 el equipo de Lonnie Thompson sacó dos testigos de hielo de 132 y 134 m de longitud en una altitud de 6500 m, próxima a la cumbre del Nevado Sajama (Thompson et al., 1998). Liu et al. (2005) examinaron esos testigos de hielo obteniendo una serie de pólenes de alta resolución que se remontaba hasta hace 400 años, con dos taxones dominantes a nivel de familia: *Asteraceae* (asteráceas) y *Poaceae* (gramíneas). Basándose en el área de distribución biogeográfica actual de esos taxones y en observaciones reañizadas por otros investigadores (Betancourt et al., 2000; Latorre et al., 2002) en el desierto de Atacama, al Norte de Chile, Liu et al. (2005) emplearon un ratio P/A (*Asteraceae/Poaceae*), expresado en valores logarítmicos, como bioindicador de la humedad del altiplano en los últimos siglos.

La hipótesis de la investigación era que las gramíneas debían haber proliferado cuando las condiciones fueron más húmedas, y las asteráceas, plantas xerofíticas de porte arbustivo y con raíces profundas, cuando se incrementó la aridez. El ratio logarítmico P/A expresa el predominio de una u otra familia, de manera que cuando su valor fue igual a cero, la abundancia de gramíneas y asteráceas fue equivalente, resultados positivos indicaron el predominio de las formaciones de pastos altoandinos de gramíneas (pajonales de *Stipa ichu*) y valores negativos una mayor abundancia de arbustales de asteráceas. Con esos bioindicadores, Liu et al. (2005) identificaron en los testigos de hielo del Nevado Sajama una transición abrupta de condiciones húmedas a áridas durante el primer tercio del siglo XVIII, coherente con la reducción de la acumulación neta observada en los testigos de hielo de los nevados Quelccaya y Huascarán, reflejando que el periodo seco se produjo sincrónicamente y fue amplio y significativo a lo largo de la cordillera oriental de los Andes Centrales. Liu et al. (2005) coincidieron con Thompson et al. (1984) en considerar que los cambios de humedad ocurridos en tan cortos espacios de tiempo podrían encontrarse en relación con el fenómeno ENSO, que tiene gran influencia en la precipitación de la región de los Andes Centrales (Vuille, 1999; Vuille et al., 2000).

### **Los pólenes del testigo de sedimentos de la laguna Marcacocha**

Paralelamente a los trabajos realizados por Liu et al. (2005) sobre el Nevado Sajama otras evidencias palinológicas confirmaron la sucesión de una fase árida durante la Pequeña Edad del Hielo. El análisis de los pólenes inscritos en los sedimentos de la cuenca Marcacocha, en la región de Cuzco, utilizando como bioindicador la abundancia relativa de especies de la familia *Cyperaceae*, indicaron la repetición de varios periodos áridos de menor duración entre 900 y 500 AC y 100 y 500 DC, y uno más prolongado desde el siglo IX al XVIII (Chepstow-Lusty et al., 2003). Esos autores consideraron que cuando el nivel de la laguna aumentó, la presencia de los pólenes en los sedimentos decreció considerablemente, y cuando la lámina de agua se redujo o incluso desapareció, las ciperáceas colonizaron la cuenca, incrementándose la abundancia de sus pólenes en los sedimentos.

Los *proxys* paleoclimáticos han confirmado la existencia de un periodo frío en los Andes Centrales contemporáneo a la Pequeña Edad del Hielo definida en el Hemisferio Norte, caracterizado por condiciones más o menos húmedas durante los siglos XVI y XVII, y un incremento de la aridez desde el comienzo del siglo XVIII hasta finales del XIX, pudiendo encontrarse la abrupta transición entre ambas fases en relación con un aumento en la frecuencia e intensidad de los fenómenos ENSO.

Como se explicó en el capítulo 2, las fases frías de los fenómenos ENSO (El Niño), en la actualidad se traducen en un déficit pluviométrico que afecta especialmente a los Andes del Sur del Perú y el Oeste de Bolivia (Aceituno, 1988; Francou & Pizarro, 1985), disminuyendo significativamente la nieve depositada en la zona de acumulación de los glaciares (Francou & Sémiond, 1997).

### **Cronologías isotópicas de la Pequeña Edad del Hielo**

Aunque la Pequeña Edad del Hielo en los Andes Centrales tuvo que coincidir necesariamente con el periodo frío deducido entre 1500 y 1890 del análisis de los isótopos de oxígeno ( $\delta O^{18}$ ) de los testigos de hielo de los glaciares en los nevados Quelccaya y Huascarán (figura 4.65), la constatación de ese hecho requería que se obtuviesen dataciones absolutas de morrenas.

Diferentes investigaciones han tratado de establecer las fechas de morrenas que por su contexto geomorfológico habían sido atribuidas a la Pequeña Edad del Hielo empleando técnicas de datación basadas en la desintegración de isótopos:

- Mercer & Palacios (1977) utilizaron el carbono-14 para datar morrenas emplazadas en valles tributarios del glaciar Quelccaya y la Cordillera Vilcanota (13°45'S, 71°15'O), obteniendo un rango de resultados comprendido entre 0,6 y 0,3<sup>14</sup> ka.
- Esas cronologías son coherentes con las que han alcanzado recientemente Kelly et al (2007, 2008) en un valle de la cuenca vertiente del sistema glaciar Quelccaya (entre 0,3 y 04 ka), utilizando las mismas técnicas combinadas con edades de exposición a la radiación cósmica de isótopos de berilio-10.

No obstante los métodos isotópicos tienen márgenes de error demasiado amplios para establecer correlaciones cronológicas con los *proxys* paleoclimáticos. El conocimiento de la cronología de la Pequeña Edad del Hielo requiere la utilización de métodos de datación capaces de producir resultados más precisos, como los que se han generado utilizando técnicas de liquenometría.



### **Cronologías liquenométricas de la Pequeña Edad del Hielo**

Rodbell (1992b) aplicó los métodos liquenométricos para datar cuatro grupos de morrenas de la Cordillera Blanca, concluyendo que se depositaron entre 7,0 y 6,0; 3,3 y 1,8; 1,2 y 0,4 ka; y en el siglo XX. Basándose en esos datos definió dos fases glaciares que denominó Gueshque 1 (entre 1,2 y 0,4 ka) y Gueshque 2 (en pleno siglo XIX). Excepto en un caso los puntos de control para establecer las tasas de crecimiento de los líquenes fueron fechados por radiocarbono y se obtuvieron cronologías superiores a 1 ka, habiéndose considerado inciertos por esa razón (Solomina et al., 2007; Rabatel et al., 2005).

Durante la última década la aplicación de la liquenometría en los Andes Centrales ha experimentado un notable desarrollo. Se han mejorado las técnicas de muestreo y análisis (Naveau et al., 2006; Naveau et al., 2005), se han recalibrado las curvas de crecimiento de los líquenes (Jomelli et al., 2008) y se han realizado nuevas investigaciones en la Cordillera Blanca (Solomina et al., 2007) y la Cordillera Real (Rabatel et al., 2008; Rabatel, 2005; Rabatel et al., 2005).

**La Pequeña Edad del Hielo en la Cordillera Blanca:** Solomina et al (2007) analizaron líquenes del género *Rhizocarpon* y establecieron la cronología de las morrenas depositadas por los últimos avances de nueve glaciares de la vertiente del Pacífico de la Cordillera Blanca.

- Con ese procedimiento identificaron un máximo avance de todos los glaciares entre 1590 y 1720 (figura 4.65), coherente con el enfriamiento que siguió a la erupción del Huaynaputina en el año 1600 (Silva & Zielinsky, 1998) y el periodo húmedo que se deduce de la fase de máxima acumulación registrada en los testigos de hielo de los nevados Quelccaya y Huascarán (Thompson et al., 2000) y la mayor abundancia de gramíneas en el testigo de hielo del Nevado Sajama (Liu et al., 2005).
- Otro conjunto de morrenas fueron depositadas por reavances posteriores de menor entidad, durante una fase árida que tuvo lugar entre 1780 y 1890 (figura 4.65), como sugieren el incremento de asteráceas xerofíticas en la región del Nevado Sajama (Liu et al., 2005), el descenso de la acumulación en los nevados Quelccaya y Huascarán (Thompson et al., 1986; Thompson et al., 1995b) y el máximo enfriamiento registrado en los isótopos de oxígeno ( $\delta O^{18}$ ) atrapados en los testigos de hielo de esas montañas (Thompson et al., 2000).

**La Pequeña Edad del Hielo en la Cordillera Real:** los resultados obtenidos por Solomina et al (2007) en la Cordillera Blanca son compatibles con los que alcanzaron Rabatel et al (2008) en el glaciar Charquini, en la Cordillera Real de Bolivia. Utilizando técnicas de liquenometría para analizar el mismo género de líquenes (*Rhizocarpon sp.*) establecieron las cronologías absolutas de diez grupos de morrenas (figura 4.65).

- Las dataciones indicaron que las morrenas de tres grupos (M1, M2 y M3) se depositaron durante una fase de máximo avance sucedida entre 1660 y 1740, contemporánea a la fase de mayor progresión en la Cordillera Blanca.
- Otros tres grupos (M6, M9 y M10) fueron generados por reavances posteriores ocurridos entre 1790 y 1910, simultáneos a los observados en la Cordillera Blanca durante el mismo periodo (figura 4.65).

Las fases de expansión de los paleoglaciares de la Cordillera Blanca y la Cordillera Real durante los siglos XVII y XVIII son contemporáneas con las que se han documentado en América del Norte (Luckman & Villalba, 2001), demostrando que la Pequeña Edad del Hielo se produjo sincrónicamente en ambos hemisferios.

## **CONTEXTUALIZACIÓN REGIONAL DEL MODELO DEL BALANCE DE MASA DE LOS PALEOGLACIARES DEL NEVADO COROPUNA DURANTE LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO**

A diferencia de la Cordillera Blanca y la Cordillera Real de Bolivia, donde las pulsaciones positivas de los paleoglaciares generaron varias morrenas durante la Pequeña Edad del Hielo, en el sector NE del Nevado Coropuna sólo hay una generación de formas que puedan atribuirse a esa fase.

La cronología absoluta de la colada de lava que se encauzó por el interior de la quebrada Queñua Ranra ( $2,1 \pm 0,15 \text{ Cl}^{36} \text{ ka}$ ), obtenida por los métodos que serán explicados en el capítulo 5, demostró que durante los últimos dos mil años sólo se ha producido un avance de las masas de hielo en ese sector del complejo volcánico. Los lahares desencadenados por la fusión repentina de los glaciares durante la erupción y la progresión de la colada de lava erosionaron las morrenas pre-existentes, y el avance posterior de las masas de hielo sólo depositó una generación de arcos morrénicos.

En el apartado 4.4.7 se expusieron los resultados obtenidos en el presente trabajo que explican la magnitud de la expansión glaciar durante la Pequeña Edad del Hielo (en términos de incremento de superficie y depresión de la paleoELA), así como los cambios experimentados por la paleotemperatura y la paleoprecipitación.

- Los paloglaciares de las quebradas Santiago y Queñua Ranra (en el sector NE del Nevado Coropuna) alcanzaron una superficie de  $3,3 \text{ km}^2$ , un 46% superior que en 2007 ( $2,3 \text{ km}^2$ ).
- La paleoELA geomorfológica se situó en 5886 m, con una depresión de 82 m con relación a la ELA geomorfológica actual (5968 m).
- La temperatura del aire disminuyó  $0,6^\circ\text{C}$ , la temperatura del suelo  $0,5^\circ\text{C}$  y la precipitación un 8,4% con respecto al presente.

La construcción de los diagramas bioclimáticos explicó porque pudo producirse un avance de las masas de hielo a la vez que una reducción de las precipitaciones. Desde un punto de vista glaciológico un descenso moderado de la precipitación no tiene porqué implicar necesariamente un balance de masa negativo, siempre que la depresión de la paleotemperatura sea suficientemente elevada para compensarla.

- La curva de las temperaturas se construyó con los promedios mensuales de los registros del sensor 11 de la quebrada Queñua Ranra, y la de las paleotemperaturas deduciendo de los anteriores la estimación de su depresión durante esa fase ( $0,7^\circ\text{C}$ ).
- Los datos de precipitación proceden de los modelos de su distribución altitudinal actual. La paleoprecipitación de la Pequeña Edad del Hielo se calculó aplicando el porcentaje de reducción indicado por el modelo del balance de masa (8,4%) a los promedios mensuales de la estación de Andahua durante el periodo 1965-2003.
- Las líneas discontinuas del diagrama bioclimático de la Pequeña Edad del Hielo representan los valores de la temperatura y la precipitación actuales

En la figura 4.67 se muestran dos diagramas bioclimáticos elaborados con datos de temperatura y precipitación correspondientes al nivel altitudinal de la estación 1 (4889 m), en la actualidad y en la Pequeña Edad del Hielo:

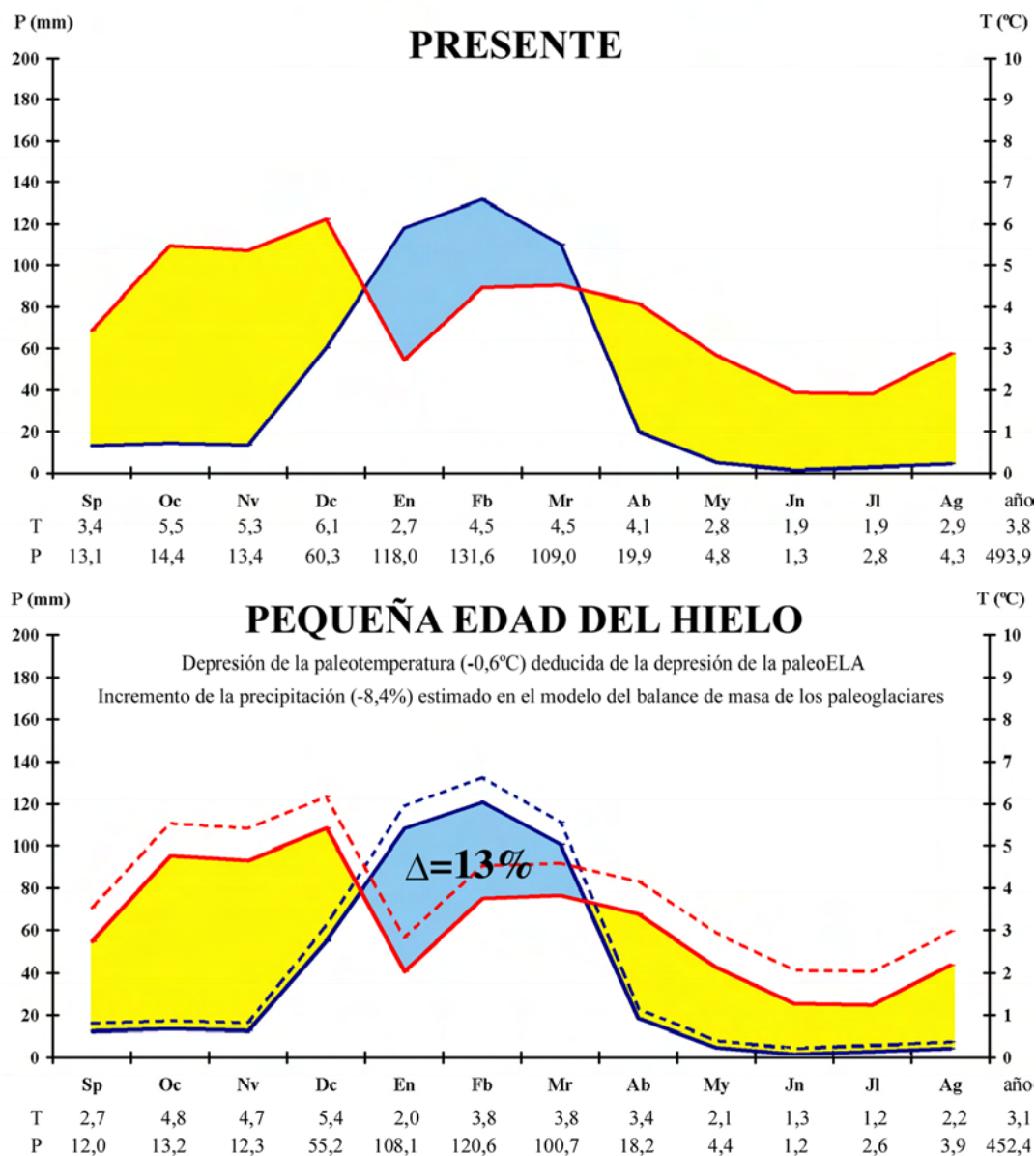
## QUEBRADA QUEÑUA RANRA • ESTACIÓN 1

X762816 Y8283661 Z4886 m (UTMZ18S)

Promedios mensuales de temperatura deducidos de los registros realizados por el sensor 11 (12/09/2007-11/09/2008)

Proyección de la precipitación total media anual registrada en Andahua (3587 msnm) durante el periodo 1965-2003

P — P > T — T > P — T



**Figura 4.67:** diagramas bioclimáticos correspondientes al presente y a la Pequeña Edad del Hielo, en el nivel de la estación 1 de la quebrada Queñua Ranra (cuadrante NE del Nevado Coropuna).

Para comprender la magnitud de los cambios experimentados por el clima durante la Pequeña Edad del Hielo se midieron las superficies de las áreas que representan en los diagramas bioclimáticos la estación húmeda (definidas por las curvas de la temperatura y la precipitación cuando la segunda se eleva sobre la primera). Con ese procedimiento se comprobó que a pesar de la reducción de la precipitación total anual en un 8,4% con respecto al presente, sugerida por el modelo del balance de masa, la depresión de la paleotemperatura del aire en 0,7°C provocó un incremento de la humedad del clima en un 13%, que explica el factor desencadenante de la expansión de las masas de hielo.



Debido a que en la región del Nevado Coropuna el clima es notablemente más árido que en la Cordillera Blanca y en la Cordillera Real de Bolivia, los glaciares actuales y la posición que alcanzaron durante su último avance se encuentran a mayor altitud que en las áreas estudiadas por Solomina et al (2007) y Rabatel et al (2008), por encima del intervalo de exigencia ecológica de los líquenes. Por esa causa en el complejo volcánico no es posible utilizar las técnicas de datación por liquenometría para establecer la cronología exacta de la expansión de los paleoglaciares durante la Pequeña Edad del Hielo.

A pesar de todo las publicaciones a las que se ha hecho referencia en este apartado proporcionaron los instrumentos necesarios para interpretar los resultados alcanzados en el Nevado Coropuna:

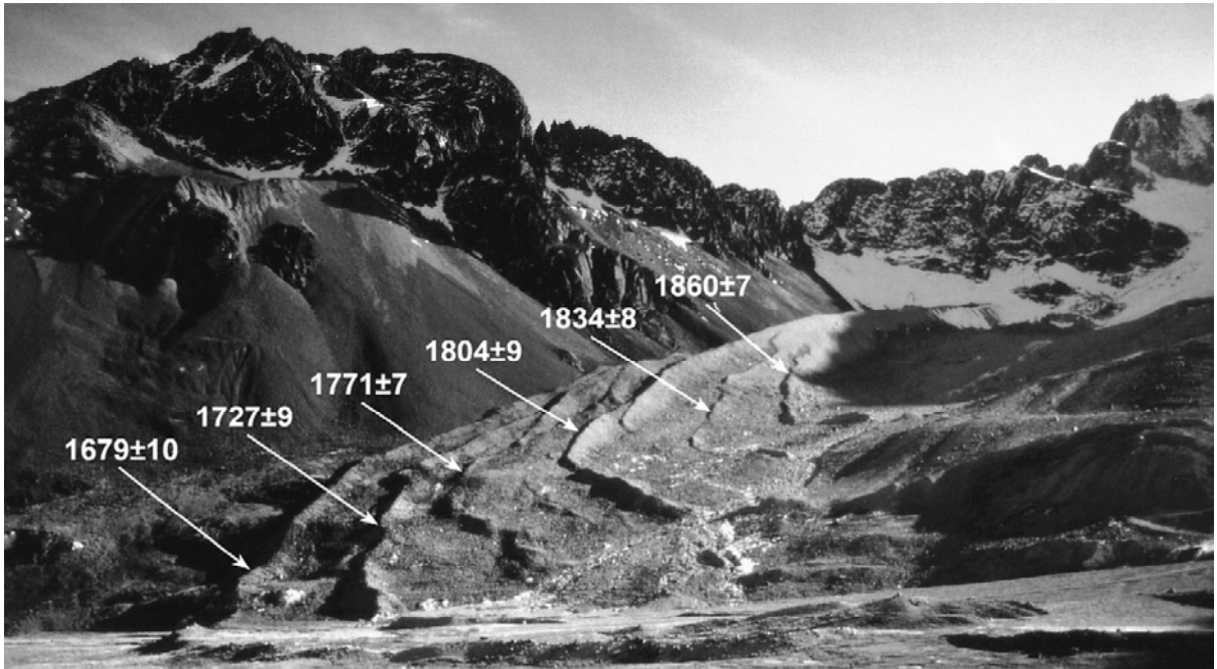
- Las dataciones de formas morrénicas obtenidas por liquenometría en la Cordillera Blanca por Solomina et al (2007). y en la Cordillera Real por Rabatel et al (2008) aportaron un marco de referencia cronológico.
- Los análisis de los isótopos de oxígeno y la acumulación neta registrada en los testigos de hielo de los nevados Quelccaya y Huascarán (Thompson et al., 2000; Thompson et al., 1986; Thompson et al., 1995a), la paleoecología de gramíneas y asteráceas deducida de los pólenes del testigo de hielo del Nevado Sajama (Liu et al., 2005) y las variaciones experimentadas por el área de distribución de las ciperáceas en la laguna Marcacocha (Chepstow-Lusty et al., 2003) sirvieron como marco de referencia paleoambiental.

Como consecuencia de la tendencia de la aridez del clima a incrementarse de Este a Oeste y de Norte a Sur de los Andes Centrales, desde un punto de vista glaciológico una diferencia fundamental entre la Cordillera Blanca y la Cordillera Real y el Nevado Coropuna es el número de pulsaciones positivas sucedidas durante la Pequeña Edad del Hielo.

Mientras en los sectores de esas cordilleras investigados por Solomina et al (2007) y Rabatel et al (2008) las condiciones paleoclimáticas se tradujeron en un máximo avance seguido de una serie de reavances de menor entidad, que quedaron registrados en una secuencia relativamente amplia de morrenas (figura 4.68), en el sector NE del complejo volcánico sólo tuvieron como consecuencia una fase de expansión, que depositó una única generación de arcos morrénicos frontales (figuras 4.69 y 4.70).

Los siguientes datos demuestran el contraste pluviométrico existente entre el Nevado Coropuna y las demás regiones:

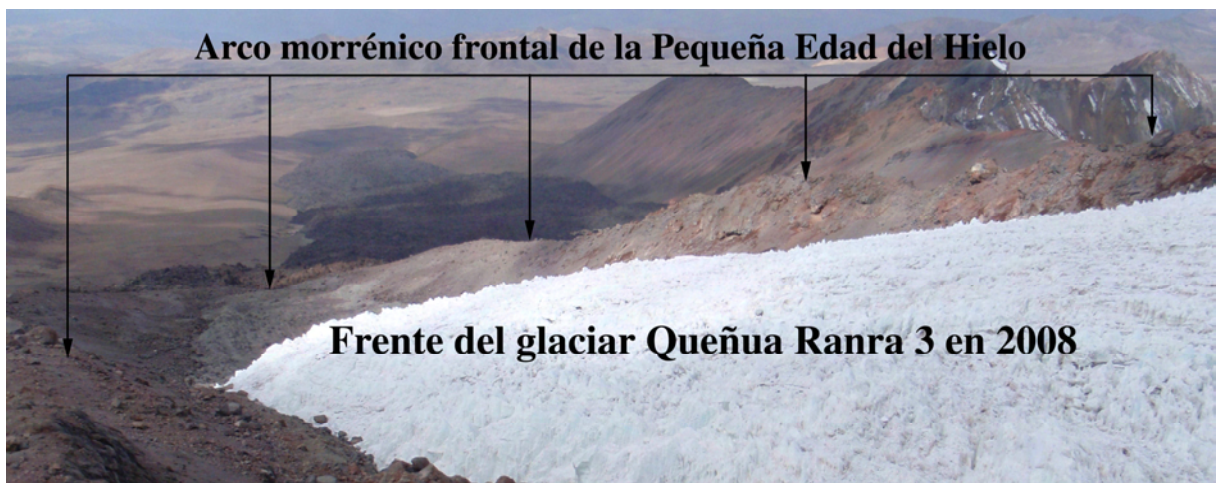
- La precipitación total anual media registrada en Andahua (3587 m) desde 1965 a 2003 fue de 364 mm, que representan un 48% de los 750 mm recogidos en Ticapampa, a 3480 m de altitud, entre 1950 y 1980 (Niedertscheider, 1990). Los registros de esa localidad, que se encuentra en el valle del Río Santa, en la vertiente del Pacífico de la Cordillera Blanca, fueron citados por Solomina et al (2007) para caracterizar el clima de esa región.
- El mismo contraste se deduce de la comparación de los registros disponibles en la región del Nevado Coropuna con otros procedentes de la Cordillera Real de Bolivia. Aunque Rabatel et al (2008) no citaron datos de ningún observatorio, sirven como referencia los datos de la estación de La Paz-El Alto (4050 m), que fueron empleados para elaborar los diagramas bioclimáticos que se presentaron en el capítulo 2 para caracterizar las tendencias del clima de los Andes Centrales. Con un promedio anual de 625 mm entre 1979 y 1996, la precipitación registrada por ese observatorio es un 71% mayor que la recogida en Andahua desde 1965 a 2003 (364 mm).



**Figura 4.68:** conjunto de arcos morrénicos frontales de la Pequeña Edad del Hielo del glaciar Charquini Sur, en la Cordillera Real de Bolivia, con indicación de las fechas obtenidas por liquenometría (Jomelli et al., 2009).



**Figura 4.69:** panorámica de la cabecera de la quebrada de Queñua Ranra desde la parte media del valle, en la que se han señalado los arcos morrénicos frontales correspondientes a la Pequeña Edad del Hielo.



**Figura 4.70:** arco morrénico frontal de la Pequeña Edad del Hielo del glaciar Queñua Ranra 3.

#### 4.5.4.c) Interpretación del modelo del balance de masa del Último Máximo Glacial Regional

A continuación se van a discutir los resultados obtenidos mediante la elaboración del modelo del balance de masa de los paleoglaciares del Último Máximo Glacial Regional. A diferencia del apartado anterior, dedicado a examinar el modelo de la Pequeña Edad del Hielo, en este caso se analizará en primer lugar el contexto bioclimático sugerido por la simulación, que a continuación será contrastado con las evidencias disponibles en el estado actual del conocimiento sobre las características paleoclimáticas del Último Máximo Glacial en los Andes Centrales.

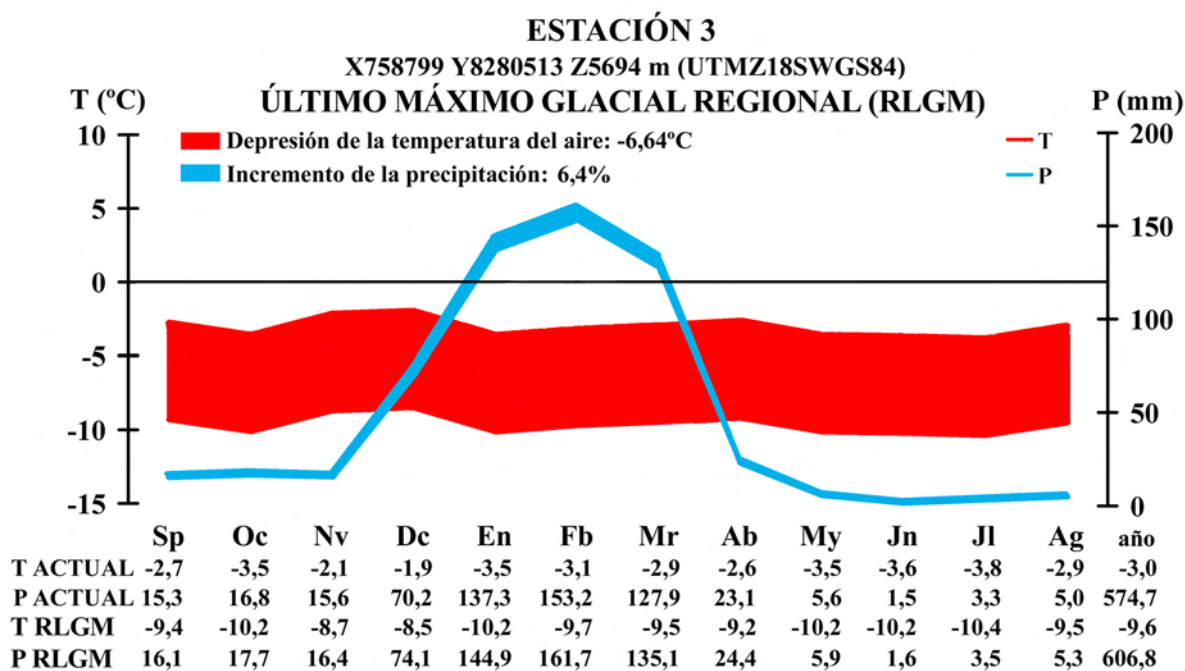
De ese modo los resultados alcanzados en el Nevado Coropuna se compararán con reconstrucciones de la paleotemperatura de la superficie del mar, estimaciones basadas en la depresión de las *snowlines* y las paleoELAs de la cordillera, registros polínicos y modelos climáticos y glaciológicos.

#### CONTEXTO PALEOCLIMÁTICO SUGERIDO POR EL MODELO

Los resultados del modelo del balance de masa de los paleoglaciares de las quebradas Santiago y Queñua Ranra (apartado 4.4.8) durante el Último Máximo Glacial Regional indicaron una depresión de la paleotemperatura del aire de 6,6°C y un incremento de la paleoprecipitación en un 6,4% con respecto al presente.

Esos datos se refieren a la estación 1 (4886 m), el nivel de referencia del modelo, desde donde a medida que se incrementaba la altitud la paleotemperatura se redujo con un gradiente vertical de 0,0084°C/m y la paleoprecipitación aumentó a razón de 0,1 mm/m

Las áreas definidas en el gráfico de la figura 4.71 representan la magnitud de la depresión de la paleotemperatura del aire y el incremento de la paleoprecipitación total con respecto al presente en el nivel de la estación 3 (5694 m), donde dichos parámetros alcanzaron respectivamente en la simulación -9,6°C y 607 mm anuales.



**Figura 4.71:** representación gráfica de la depresión de la temperatura y el incremento de la precipitación durante el Último Máximo Glacial Regional en el nivel altitudinal de la estación 3 (5694 m).



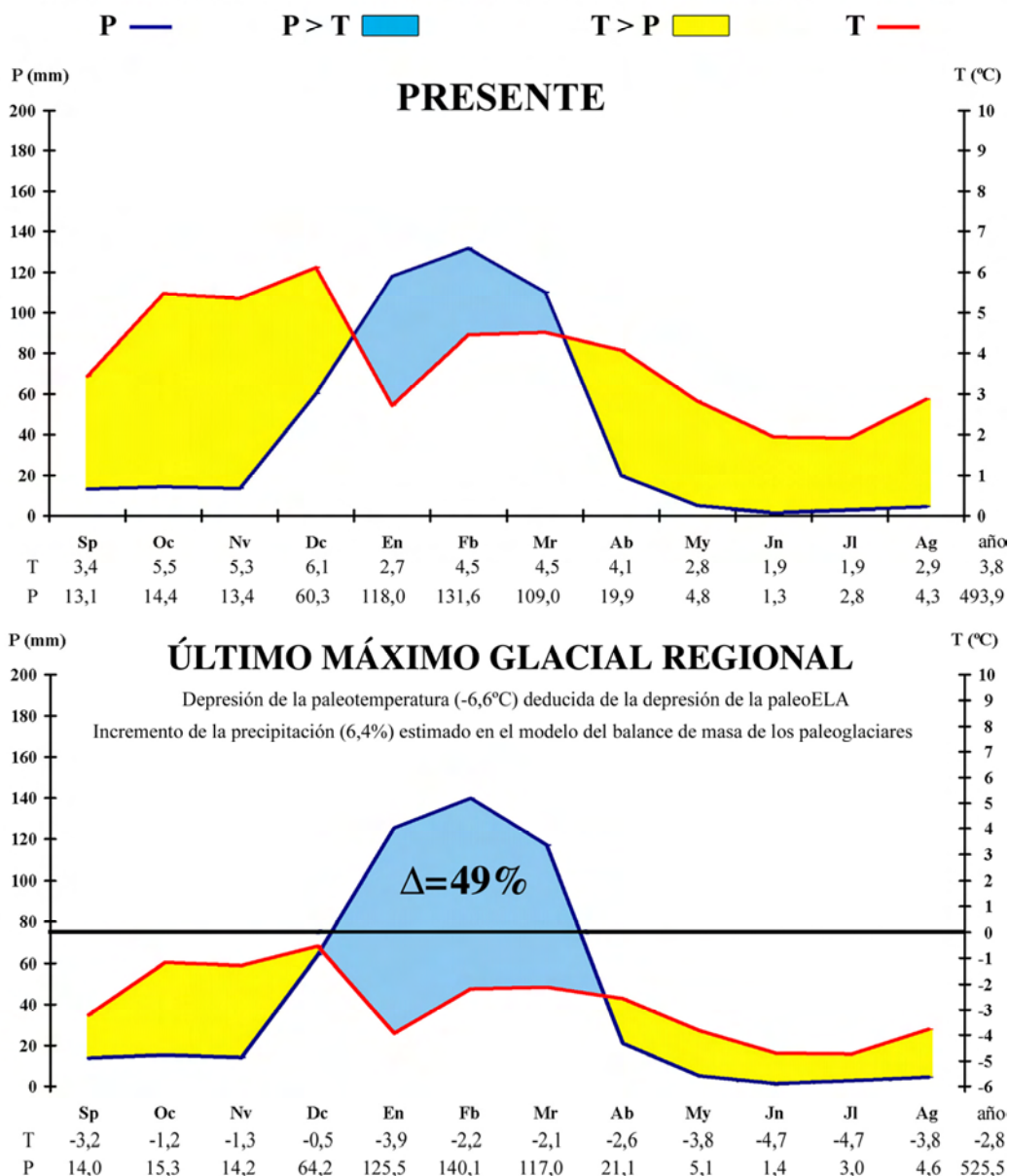
En la figura 4.72 se muestran dos diagramas bioclimáticos correspondientes al nivel altitudinal de la estación 1 (4889 m), en la actualidad y durante el Último Máximo Glacial Regional, para cuya elaboración se utilizaron los mismos procedimientos explicados en el caso de la Pequeña Edad del Hielo (figura 4.67). El análisis de los diagramas bioclimáticos permitió determinar, mediante la medición de las áreas correspondientes, que como consecuencia de la magnitud alcanzada por la depresión de la paleotemperatura el incremento de la precipitación total anual se habría traducido en un aumento de un 49% en la humedad del clima.

## QUEBRADA QUEÑUA RANRA • ESTACIÓN 1

X762816 Y8283661 Z4886 m (UTMZ18S)

Promedios mensuales de temperatura deducidos de los registros realizados por el sensor 11 (12/09/2007-11/09/2008)

Proyección de la precipitación total media anual registrada en Andahua (3587 msnm) durante el periodo 1965-2003



**Figura 4.72:** diagramas bioclimáticos correspondientes al nivel altitudinal de la estación 1 (4886 m), en el presente y durante el Último Máximo Glacial Regional.

En los siguientes apartados se analizarán las principales evidencias paleoclimáticas del Último Máximo Glacial, conjuntamente con los resultados sugeridos por el modelo del balance de masa de los paleoglaciares del Nevado Coropuna.

## **LA DEPRESIÓN DE LA PALEOTEMPERATURA DE LA SUPERFICIE DEL MAR**

### **Los resultados del proyecto CLIMAP**

El proyecto CLIMAP, *Climate Long Range Investigation Mapping and Prediction* (CLIMAP, 1976; CLIMAP, 1981) elaboró una panorámica global de las paleotemperaturas del planeta Tierra durante el Último Máximo Glacial. Aunque en las latitudes medias y altas las estimaciones fueron más elevadas, uno de sus resultados más controvertidos fue la depresión de la paleotemperatura de la superficie del mar en los trópicos, porque era demasiado reducida para poder explicar las evidencias detectadas en las áreas de alta montaña.

Las reconstrucciones de la depresión de las paleotemperaturas deducidas de las variaciones de las paleoELAs y las altitudes de las *snowlines* eran notablemente más elevadas que las estimaciones del CLIMAP. El problema se planteaba incluso en dominios plenamente oceánicos como el volcán Mauna Kea, en el archipiélago de Hawai, donde las *snowlines* llegaron a encontrarse durante el Pleistoceno 900 m por debajo de su nivel actual (Porter, 1979). Utilizando el gradiente térmico vertical medio convencionalmente aceptado ( $0,0065^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ) esa depresión equivaldría a una disminución de la paleotemperatura del aire de  $5,8^{\circ}\text{C}$ , muy superior que la que se deduce de las reconstrucciones del CLIMAP, pero coherente con los resultados alcanzados en el Nevado Coropuna ( $6,6^{\circ}\text{C}$ ).

Aunque una de las posibles explicaciones de la divergencia entre las paleotemperaturas deducidas en el mar y en tierra firme sería que durante el Último Máximo Glacial Regional los gradientes térmicos verticales hubiesen sido más acusados que en la actualidad, algunos autores consideran que **Rind & Peteet (1985)** demostraron que esa posibilidad era poco probable (Kaser & Osmaston, 2002; Fox & Bloom, 1994).

En las siguientes décadas nuevas evidencias confirmaron que la depresión de las *snowlines* en las áreas de alta montaña tropical requería un mayor descenso térmico que el que se deducía de la paleotemperatura de la superficie del mar (Broecker, 1996; Rind & Peteet, 1985). Para algunos autores (Sun & Lindzen, 1993) la causa podría estar relacionada con una retroalimentación positiva de la troposfera por sublimación, favorecida por la fuerte radiación solar incidente en las masas de hielo.

Durante su máxima expansión los paleoglaciares del Nevado Coropuna alcanzaron una superficie de casi medio millón de kilómetros cuadrados, de modo que la sublimación pudo propiciar una elevada transferencia de humedad a la atmósfera. No obstante otras evidencias sugieren que la atmósfera tropical debió ser más seca durante las fases de avance glaciar (Hartmann, 1994), y la presencia de las masas de hielo también pudo tener consecuencias diferentes, enfriando la base de la troposfera e inhibiendo los procesos de evaporación.

Por otra parte las técnicas de investigación también están sometidas a discusión. Los métodos empleados por el CLIMAP se basaron en considerar que existe una relación fija entre la temperatura de la superficie del mar y la abundancia relativa de determinadas especies de plancton en los sedimentos depositados en el fondo del océano, asumiendo que durante las fases glaciares esa relación era semejante a la actual. Sin embargo ese hecho no ha sido suficientemente comprobado. Algunas especies pueden ser más tolerantes a las variaciones térmicas de lo que se piensa, pudiendo deberse su abundancia a otros factores, como la variación en el contenido de nutrientes o los compuestos metálicos presentes en el agua, que en la actualidad está muy relacionada con la temperatura de la superficie del mar (Hartmann, 1994).

### **Enfoques alternativos al proyecto CLIMAP**

**Beck et al., (1992), Beck et al., (1997) y Guilderson et al., (1994)** desarrollaron líneas de investigación alternativas a los métodos del CLIMAP, consistentes en establecer las cronologías absolutas de fragmentos de coral incluidos en sedimentos marinos y medir su proporción de estroncio y calcio (Sa/Ca), que se ha relacionado empíricamente con la paleotemperatura de la superficie del mar. Los resultados obtenidos (entre 4 y 6°C) difirieron notablemente de los alcanzados por el proyecto CLIMAP y se aproximaron en mayor medida a las estimaciones de la depresión de la paleotemperatura deducidas de las *snowlines* y las paleoELAs en áreas de alta montaña, incluyendo los resultados que se han presentado en este trabajo para el sector NE del Nevado Coropuna. Algunos autores vincularon la magnitud de la depresión de la paleotemperatura de la superficie del mar y el fenómeno ENSO (Guilderson & Schrag, 1998; Guilderson & Schrag, 1999), aunque sus teorías no han sido suficientemente comprobadas.

Los nuevos enfoques alternativos al proyecto CLIMAP no estuvieron exentos de críticas, que consideraron que las estimaciones deducidas de la tasa de estroncio/calcio (Sa/Ca) podrían estar cometiendo errores comprendidos entre 2 y 4°C (de Villiers et al., 1995), argumentando que no habían tenido en cuenta las variaciones de la proporción y las tasas de absorción de esos elementos en el agua del mar o las velocidades de crecimiento de los corales marinos. Sin embargo las investigaciones han seguido aportando pruebas que apoyan las hipótesis partidarias de un enfriamiento mayor.

**Pisias & Mix (1997)** analizaron microfósiles de protozoos de la subclase *Radiolaria* inscritos en un testigo de sedimentos procedente de un lugar del Pacífico suroriental próximo a la costa del Perú (16°27'S, 77°34'O), llegando a la conclusión de que la depresión de la paleotemperatura de la superficie del mar podría haber alcanzado de 3 a 5°C.

**Bush & Philander (1998)** desarrollaron un modelo combinado de la circulación general de la atmósfera y el océano que indicó una depresión de la paleotemperatura de 6°C. Esa estimación es notablemente superior que las obtenidas a través de simulaciones anteriores basadas exclusivamente en la circulación general atmosférica, cuyos resultados fueron consistentes con las estimaciones del CLIMAP. El nuevo modelo incorporó dos procesos que tienen gran importancia en la costa occidental de Suramérica y están vinculados con las diferencias de densidad de las capas del océano debidas a las variaciones de temperatura y salinidad: el ascenso de agua fría desde niveles profundos (*upwelling*) y el intercambio entre latitudes tropicales y latitudes medias y altas mediante la migración superficial de aguas cálidas hacia los polos y el retorno hacia el Ecuador de aguas frías a través de la corriente termoclina subsuperficial. Los resultados deducidos del modelo de Bush & Philander (1998) son coherentes con otras evidencias que sugerían un mayor enfriamiento tropical, entre las que esos autores destacaron la tasa de estroncio y calcio (Sa/Ca) en corales de las Islas Barbados (Guilderson et al., 1994), la depresión de las *snowlines* en las montañas tropicales (Rind & Peteet, 1985) y la proporción de isótopos de oxígeno ( $\delta O^{18}$ ) en los testigos de hielo del Nevado Huascarán (Thompson et al., 1995a).

Las conclusiones de Pisias & Mix (1997) y Bush & Philander (1998) reforzaron las hipótesis que defendían que el enfriamiento tropical durante el Último Máximo Glacial tenía que haber sido necesariamente más intenso que lo indicado por el proyecto CLIMAP. Sin embargo nuevas estimaciones han alcanzado resultados más moderados, de entre -2 y -3,5°C en las placas de Java y Cocos (Lea et al., 2000) y  $2,8 \pm 0,7^\circ\text{C}$  en las Islas Galápagos (Lea et al., 2006), contribuyendo al sostenimiento de un debate que sigue vigente en la actualidad.



## **RECONSTRUCCIONES PALEOCLIMÁTICAS ELABORADAS EN LOS CONTINENTES**

La mayor parte de las reconstrucciones paleoclimáticas deducidas de observaciones realizadas en los continentes sobre la evolución de las masas de hielo se han basado métodos semejantes a los aplicados en este trabajo en el sector NE del Nevado Coropuna: la estimación de la depresión de la paleoELA con respecto a la ELA actual y la construcción de modelos climáticos.

No obstante los procedimientos que se han presentado en esta memoria también presentan algunas diferencias básicas con respecto a las demás técnicas:

- El uso de las paleoELAs en lugar de las *snowlines*.
- El método empleado para reconstruir las ELAs y las paleoELAs (AABR).
- La utilización de gradientes verticales de la temperatura del aire deducidos de series de registros sistemáticos de alta resolución, en lugar del valor medio convencionalmente aceptado (0,0065°C/m).
- La medición de la temperatura del suelo y el establecimiento de su correspondiente gradiente térmico vertical, con los mismos procedimientos empleandos para la temperatura del aire.
- La elaboración de modelos del balance de masa de los paleoglaciares basados en ecuaciones matemáticas que relacionan las temperaturas del aire y el suelo y la precipitación con otros parámetros climáticos y glaciológicos.
- El orden de los parámetros y el valor de las constantes implicadas en dichas ecuaciones.

Lógicamente al igual que en las investigaciones realizadas en el océano, en los continentes siempre hubo un acuerdo general sobre el hecho de que durante el Último Máximo Glacial se produjo una depresión de la paleotemperatura. Sin embargo las conclusiones alcanzadas por los trabajos desarrollados en tierra firme tampoco han estado exentas de polémicas.

Como en la discusión de la evolución de la paleotemperatura de la superficie del mar, en tierra firme las discrepancias también se han referido a la magnitud del enfriamiento, pero en este caso además han existido diferentes opiniones sobre si sucedió en un contexto más árido o más húmedo que el actual.

El debate en los continentes ha evolucionado de distinta manera que en el océano, donde todavía coexisten dos tendencias claramente diferenciadas, a favor de las moderadas estimaciones del CLIMAP o de las hipótesis partidarias de un mayor enfriamiento acorde con las observaciones de las *snowlines*, las paleoELAs o los registros de pólenes en las áreas de alta montaña.

Aunque las conclusiones de los trabajos desarrollados en los Andes Centrales sugirieron inicialmente un enfriamiento moderado, en consonancia con las reconstrucciones del CLIMAP, con opiniones partidarias de un ambiente manifiestamente más árido que en el presente, desde mediados de los años 90' la tendencia se ha decantado hacia las teorías favorables a una mayor depresión de la paleotemperatura en condiciones más húmedas que las actuales.

En las áreas de alta montaña tropical las observaciones geomorfológicas reflejaron desde un principio que la magnitud de la depresión de las *snowlines* y las paleoELAs sólo podía justificarse con un descenso más elevado de la temperatura del aire. Esas evidencias eran coherentes con análisis de pólenes realizados en Suramérica, África y Oceanía, donde el desplazamiento de los pisos de vegetación también implicaba un enfriamiento superior que el que sugerían las reconstrucciones del CLIMAP:

- En los Andes de Colombia, de 8 a 10°C (**Fleney, 1979; Van Der Hammen, 1974**),
- En el Kilimanjaro y el Monte Kenya, mayor que 4,5°C (**Hamilton, 1982**).
- En Nueva Guinea, de 2 a 8°C entre 28 y 18 ka, y de 7 a 11°C desde 18 a 16 ka (**Fleney, 1979; Walker & Fleney, 1979**).

Los primeros trabajos sobre las variaciones de las *snowlines* se realizaron en los años 60' y 70' del pasado siglo XX. Aunque sus conclusiones fueron exclusivamente cualitativas (Fox & Bloom, 1994), reflejaron las dos interpretaciones paleoclimáticas que se han sucedido durante las últimas décadas sobre el Último Máximo Glacial en los Andes Centrales:

- **Hastenrath (1967; 1971)**: consideró que las condiciones ambientales tuvieron que ser necesariamente más frías y húmedas que las actuales.
- **Satoh (1979)**: estimó que el clima debió ser más frío y árido que en el presente.

### **Las evidencias de un contexto paleoclimático más frío y árido que el actual**

Las propuestas de Satoh (1979) eran coherentes con los resultados previamente obtenidos por las simulaciones climáticas del *Goddard Institute for de Space Studies* (GISS) y el *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL). Las reconstrucciones publicadas por el CLIMAP a principios de la década de los años 80' (CLIMAP, 1981) revisaron a la baja sus conclusiones anteriores (CLIMAP, 1976). Por esa razón las estimaciones de la depresión de la paleotemperatura de los modelos de los años 70' (Manabe & Hahn, 1977; Gates, 1976) fueron más elevadas que las de la década posterior (Kutzbach & Guetter, 1986; Manabe & Broccoli, 1985; Rind, 1987).

- **Gates (1976)**: estimó una depresión de la paleotemperatura del aire de 5°C durante el mes de julio, en pleno invierno austral, sin cambios en la precipitación.
- **Manabe & Hahn (1977)**: calcularon un descenso térmico en julio y agosto de 4 a 6°C, con un descenso en la precipitación de 1 mm/día.

Los resultados de Gates (1976) y Manabe & Hahn (1977) se aproximaron en mayor medida a los que se han presentado en este trabajo (6,6°C) que los que sugirieron los modelos de la siguiente década:

- **Manabe & Brócoli (1985)**: propusieron una depresión de la paleotemperatura del aire de 0,0 a 2,0°C, con una disminución en la paleoprecipitación de 0 a 5 mm/día.
- **Kutzbach & Guetter (1986)**: elevaron la depresión de la paleotemperatura del aire hasta un intervalo comprendido entre 2,5 y 4,0°C, estimando que la precipitación se habría reducido un 38% en enero, coincidiendo con la estación de las lluvias, y un 22% en julio, en pleno invierno.
- **Rind (1987)**: dedujo cambios de 0,0 a 2,0°C durante el invierno, sin cambios en la precipitación, y entre 0,0 y -2,0°C durante el verano, con un descenso de 0 a 2 mm/día.
- **Rind (1988)**: amplió el rango de la paleotemperatura hasta de 2,0 a 4,0°C en julio y agosto, coincidiendo con el modelo de Kutzbach & Guetter (1986), aunque su proyección de la reducción de la precipitación fue más conservadora (de 0 a 2 mm/día).

Los trabajos publicados durante la década de los 80' y la primera mitad de los 90' seguían demostrando que las condiciones ambientales durante el Último Máximo Glacial en las áreas de alta montaña tropical tenían que haber sido más frías que lo que se deducía de las conclusiones del CLIMAP, y parecían indicar que también fueron más áridas que en el presente.

**Seltzer (1987)** examinó el desnivel entre la isoterma anual de 0°C de la temperatura del aire y las *snowlines* en el Nevado Huaytapallana (11°55'S, 75°03'O, 5557 m), 154 km al SE del Lago Junin, estimando un descenso de la isoterma de 0°C durante esa fase hasta 3520 m de altitud, con una depresión de la paleotemperatura del aire de 6,5 a 7,0°C.

- El descenso térmico propuesto por Seltzer (1987) es compatible con los resultados que se han presentado en este capítulo para el sector NE del Nevado Coropuna (-6,6°C). Sin embargo ese autor consideró que las condiciones habrían sido más áridas y los modelos elaborados con datos del complejo volcánico sugieren que fueron notablemente más húmedas que las actuales.
- Sus conclusiones eran coherentes con la interpretación que previamente habían realizado Kutzbach & Guetter (1986), quienes consideraron que la isoterma anual de 0°C podría haberse situado en una altitud de 3500 m, basándose en el desplazamiento de los pisos de vegetación señalado por los estudios polínicos que Van der Hammen et al (1981) realizaron en la Sierra Nevada del Cocuy (Colombia), en la región de los Andes del Norte.
- También estaban de acuerdo con análisis de pólenes realizados en la región de Junín por Hansen et al. (1984), quienes también estimaron que el enfriamiento se habría producido en un contexto dominado por la aridez.

**La Fontaine (1988)** elaboró una simulación climática y comparó sus resultados con observaciones geomorfológicas. Tratando de encontrar una justificación dinámica para las hipótesis partidarias de un incremento de la aridez llegó a la conclusión de que durante el Último Máximo Glacial la Zona de Convergencia Intertropical no se desplazaría hacia el Sur como en el presente durante el verano austral.

**Markgraf,(1989) y Seltzer (1990)** revisaron los estudios polínicos y glaciológicos publicados con anterioridad y concluyeron que el clima había sido más árido que en el presente, coherentemente con las estimaciones de la depresión de las *snowlines* de Satoh (1979) y Seltzer (1987) y los modelos climáticos de Manabe & Hahn (1977), Kutzbach & Guetter (1986), Rind (1987) y Rind (1988).

Durante la primera mitad de la década de los años 90' ensayos basados en el análisis de *snowlines* de la Cordillera Real (Seltzer, 1992) y paleoELAs de la Cordillera Blanca (Rodbell, 1992) realizaron nuevas aportaciones sobre la magnitud de la depresión de la paleotemperatura del aire durante el Último Máximo Glacial, aunque sin preocuparse por los cambios de humedad del clima.

- **Seltzer (1992)** dedujo de las altitudes de las *snowlines* un descenso térmico de  $3,5 \pm 1,6^\circ\text{C}$ .
- **Rodbell (1992)** estimó una depresión de la paleotemperatura de 5 a 6°C, basándose en observaciones de las paleoELAs.



Los resultados de Seltzer (1992) y Rodbell (1992) eran un poco más elevados que los del CLIMAP, sobre todo que los que se publicaron en su revisión (CLIMAP, 1981). Los resultados de Rodbell (1992) se aproximan en mayor medida a los que se han presentado en este capítulo para el Nevado Coropuna, que también fueron obtenidos utilizando como referencia las paleoELAs, aunque empleando diferentes procedimientos para su reconstrucción.

Las diferencias entre las estimaciones de la depresión de la paleotemperatura publicadas por Seltzer (1992) y Rodbell (1992) tienen que ver con un problema metodológico que fue señalado en el apartado 3.5, en relación con la utilización de *snowlines* y ELAs como conceptos equivalentes.

- Ese recurso ha sido habitualmente empleado por algunos investigadores para esquivar las dificultades que implica la presencia de nieve para la delimitación de los glaciares.
- Frecuentemente el resultado obtenido con esa estrategia incluye indebidamente áreas correspondientes a las masas de hielo conjuntamente con otras que en realidad están cubiertas exclusivamente por nieve.
- Por esa causa suele conducir a la sobre-estimación de la superficie de los glaciares actuales, a la obtención de ELAs demasiado reducidas, y a cometer errores en el cálculo de la depresión de la paleoELA y la paleotemperatura.

**Fox (1993)** y **Fox & Bloom (1994)** elaboraron un modelo regional de las *snowlines* de los Andes Centrales de Perú en un intervalo de latitud entre 5° y 17°S. Sus resultados indicaron una depresión de la paleotemperatura del aire de  $10 \pm 1,9^{\circ}\text{C}$ , considerablemente más elevada que las publicadas con anterioridad. Coherentemente con la mayor parte de los trabajos previamente mencionados, Fox (1993) y Fox & Bloom (1994) consideraron que las condiciones ambientales durante el Último Máximo Glacial debieron ser entre un 0 y un 80% más áridas que las actuales, con un amplio margen de error en sus estimaciones ( $\pm 25\%$ ).

El modelo regional desarrollado por esos autores culmina dos décadas de investigación durante las que las interpretaciones de evidencias de diversa índole indicaban que el clima del Último Máximo Glacial en los Andes Centrales había sido más árido que en la actualidad.

Sin embargo a mediados de la década de los años 90' empezaron a desarrollarse una serie de trabajos que iniciaron una nueva línea de investigación, enfocando su interés en el registro paleoclimático presente en los sedimentos depositados en los lagos y lagunas del altiplano. Las evidencias lacustres transformaron la interpretación que había estado vigente hasta ese momento, revelando que durante el Último Máximo Glacial el clima debió ser más húmedo de lo que se suponía, tal y como había señalado dos décadas antes Hastenrath (1967; 1971).

Desde entonces todas las publicaciones sobre investigaciones realizadas en el continente suramericano han confirmado esas hipótesis, además de considerar que la depresión de la paleotemperatura del aire fue más elevada que la propuesta por el CLIMAP.

En el siguiente apartado se van a exponer las principales conclusiones que alcanzaron esos trabajos, que conforman un marco de referencia en el que se inscriben a la perfección los resultados obtenidos mediante la elaboración del modelo del balance de masa de los paleoglaciares del sector NE del Nevado Coropuna.

### **Evidencias que sugieren un contexto paleoclimático más frío y húmedo que el actual**

La mayor parte de las publicaciones de la década de los años 80' coincidieron en señalar que las condiciones paleoambientales en los Andes Centrales durante el Último Máximo Glacial debieron ser más áridas que en el presente.

El trabajo de **Wright (1983)** representó una excepción en ese sentido, porque llegó a la conclusión de que durante esa fase el clima fue más húmedo, de acuerdo con las conclusiones de Hastenrath (1967; 1971). Sus investigaciones se desarrollaron en la región del lago Junín (11°S, 76°O, 4080 m), en el centro occidental de Perú, donde dedujo una depresión de la *snowline* de 300 m, la relacionó con un gradiente vertical de 0,0070°C/m y obtuvo como resultado un descenso térmico de 2°C.

Fox & Bloom (1994) consideraron que la evaluación de la depresión de la *snowline* realizada por Wright (1983) era demasiado conservadora. Ese hecho pudo deberse a que sobre-estimó la superficie de los glaciares, un problema inherente a la utilización de las *snowlines* que fue discutido en el apartado 3.5, o a la necesidad de adecuar sus resultados a la revisión a la baja de las conclusiones del CLIMAP, que acababan de publicarse (CLIMAP, 1981).

A mediados de la década de los 90' los análisis de testigos de sedimentos procedentes de diversas lagunas andinas (**Seltzer, 1994; Seltzer et al., 1995**) sugirieron que clima de la región de los Andes Centrales durante Último Máximo Glacial había sido más húmedo que el actual, iniciando la publicación de nuevas evidencias que revolucionaron la interpretación de ese periodo:

- **Stute et al (1995)**: obtuvieron un registro de 30 ka de paleotemperaturas deducidas de gases nobles disueltos en aguas subterráneas interestratificadas en la provincia de Piauí (7°S, 41°O, 400 m), al Este de Brasil, datadas por carbono-14. El ensayo se basó en que la solubilidad de los gases nobles depende de la temperatura, de modo que es posible reconstruir las condiciones térmicas que propiciaron su disolución. Sus resultados sugirieron un enfriamiento de  $5,4 \pm 0,6$  °C durante el Último Máximo Glacial, plenamente compatible con la depresión de la paleotemperatura del aire en el Nevado Coropuna (6,6°), teniendo en cuenta que los gradientes térmicos verticales se incrementan hacia el Oeste de los Andes Centrales porque son proporcionales a la aridez del clima y las áreas de estudio están separadas por 4400 m de desnivel.
- **Colinvaux et al. (1996)**: examinaron una serie de 40 ka de pólenes que también procedía de la región de Piauí. Aunque consideraron que el área de distribución de la pluvisilva no debía haber experimentado variaciones durante el Último Máximo Glacial, la flora representada en el registro polínico incluía especies que en la actualidad se encuentran en hábitats localizados a mayor altitud, cuya presencia en el nivel del área de estudio implicaba un enfriamiento de entre 5 y 6°C, coherente con los resultados de Stute et al (1995) y la estimación del descenso térmico en el sector NE del Nevado Coropuna.
- **Thompson et al. (2000)**: analizaron la proporción de isótopos de oxígeno ( $\delta O^{18}$ ) en la estratigrafía de los testigos de hielo del Nevado Huascarán, a los que se ha hecho referencia en el apartado dedicado a la discusión del modelo del balance de masa de la Pequeña Edad del Hielo (4.4.4.b). Sus ensayos sugirieron una depresión de la paleotemperatura de 8 a 12°C durante el Último Máximo Glacial, y de 5 a 6°C durante una fase tardiglacial. Esos resultados son compatibles con los obtenidos en el presente trabajo para el sector NE del Nevado Coropuna (6,6°C), teniendo en cuenta la interpretación y la contextualización regional de las cronologías del Último Máximo Glacial Regional que se van a presentar en el capítulo 5.

Otros trabajos que han contribuido a afianzar las hipótesis partidarias de un contexto paleoclimático más húmedo que el actual durante el Último Máximo Glacial redefinieron estrategias que habían sido empleadas con anterioridad mediante la aplicación de nuevos enfoques metodológicos:

- **Klein et al (1999)**: elaboraron un modelo regional de las *snowlines* actuales y del Último Máximo Glacial como habían hecho previamente Fox (1993) y Fox & Bloom (1994), con la novedad de utilizar las ecuaciones matemáticas que se han aplicado en el presente trabajo. De ese modo calcularon que una depresión de la paleotemperatura entre 5 y 9°C, en un contexto más húmedo que el actual. La estimación del descenso térmico es notablemente más elevada que la del CLIMAP y compatible con las evidencias publicadas por Stute et al (1995), Colinvaux et al. (1996) y Thompson et al. (2000), así como con las presentadas en este capítulo para el sector NE del Nevado Coropuna.

- **Fritz et al. (2004) y Fritz et al. (2007)**: continuando con la línea de investigación iniciada por Seltzer (1994) y Seltzer et al (1995), realizaron diferentes análisis del contenido y las propiedades físicas y químicas de dos testigos de sedimentos procedentes del Salar de Uyuni (20°S, 68°O, 3653 m) y el Lago Titicaca (15°59'S, 69°12'O, 3810 m). Aunque no alcanzaron conclusiones cuantitativas en ese sentido, sus interpretaciones confirmaron que durante el Último Máximo Glacial las condiciones ambientales en el altiplano fueron notablemente más frías y húmedas que las actuales, coherentemente con las evidencias publicadas desde mediados de los años 90' y el modelo del balance de masa de los paleoglaciares del Nevado Coropuna.

Finalmente, los resultados de dos publicaciones recientes tienen gran interés porque fueron muy semejantes a los que se han expuesto en el presente capítulo, a pesar de tratarse de un área de alta montaña de la región central del Pacífico, en el primer caso, y haber empleado ecuaciones matemáticas diferentes, en el segundo.

- **Blard et al. (2007)**: analizaron la depresión de las paleoELAs de dos fases glaciales previamente definidas por Porter (1979) en el volcán Mauna Kea (19°50'N, 155°28'O, 4206 m), en el archipiélago de las islas Hawai. Con los procedimientos que serán explicados en el capítulo 5 dataron ambas fases utilizando como cronoindicador la acumulación de isótopos de helio-3. En sus conclusiones consideraron que en condiciones ambientales más áridas que las actuales, la depresión de la paleotemperatura del aire con respecto al presente fue de 7,0°C entre 19 y 17He<sup>3</sup>ka, y de 6,5°C hacia 15He<sup>3</sup>ka. En un contexto plenamente oceánico como el del archipiélago es lógico que el enfriamiento durante el Último Máximo Glacial hubiese implicado un incremento de la aridez como consecuencia de la reducción de la evaporación marina. Los resultados obtenidos en el Mauna Kea son muy semejantes a los que se han alcanzado en este trabajo para el Nevado Coropuna, tanto la depresión de la paleotemperatura del aire (6,6°C) como la cronología del Último Máximo Glacial, como podrá comprobarse en el capítulo 5.

- **Kull et al. (2008)**: elaboraron un modelo del balance de masa de los paleoglaciares de tres sitios próximos a Cochabamba, Bolivia (17°15'S, 66°15'O), utilizando simulaciones climáticas que previamente habían desarrollado miembros del mismo grupo de investigación (Imhof, 2006; Kull, 1999; Kull & Grosjean, 2000; Kull et al., 2002; Kull et al., 2003). Con ligeras variaciones en cada caso, sus conclusiones generales sugirieron una depresión de la paleotemperatura de 6,4°C (+1,4/-1,3), con un valor de precipitación similar al actual. Esos resultados son coherentes con los alcanzados en el Nevado Coropuna (una depresión de la paleotemperatura de 6,6°C y un incremento de un 6,4% en la paleoprecipitación), con los que presentan ligeras variaciones que se explican por la tendencia de la aridez a incrementarse hacia el Oeste de la región de los Andes Centrales.



ESTIMACIONES DE LOS CAMBIOS EN LA PALEOTEMPERATURA Y LA PALEOPRECIPITACIÓN DURANTE EL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL

REFERENCIA	MÉTODO DE INVESTIGACIÓN	CAMBIO EN LA PALEOTEMPERATURA	CAMBIO EN LA PALEOPRECIPITACIÓN	ÁMBITO DEL ESTUDIO
Este trabajo	Modelo climático	-6,6°C	6,4% más	Nevado Coropuna
Kull et al (2008)	Modelo climático	-6,4°C (+1,4/-1,3)	1100 (+570/-280), sin cambios	Cochabamba (Bolivia)
Fritz et al (2007)	Testigos de sedimentos lacustres	-	Más húmedo	Lago Titicaca (Altiplano de Perú y Bolivia)
Blard et al (2007)	PaleoELAs	De -7,0°C (19-16 ka) a -6,5°C (15 ka)	Más árido	Volcán Mauna Kea (Hawaii)
Len et al (2006)	Paleotemperatura de la superficie del mar	2,8±0,7°C	-	Archipiélago de las Islas Galápagos (Pacífico SE)
Fritz et al (2004)	Testigos de sedimentos lacustres	-	Más húmedo	Salal de Uyuni (Altiplano de Bolivia)
Kaser & Osmaston (2002)	PaleoELAs	De -5,0 a -6,0°C	-	Kilimanjaro, Monte Kenya, Rwenzori (África tropical)
Len et al (2000)	Paleotemperatura de la superficie del mar	De -2,0 a -3,5°C	-	Placas de Java (Pacífico SO) y Cocos (Pacífico SE)
Thompson et al (2000)	Registro de dO18 en testigos de hielo	De 8,0 a 12,0°C (LGM) y de 5,0 a 6,0°C (Late Glacial)	-	Nevado Huascarán (Cordillera Blanca, Perú)
Klein et al (1999)	<i>Snowlines</i>	De -5,0 a -9,0°C	Más húmedo	Andes de Perú y Bolivia
Bush & Philander (1998)	Modelo climático	-6,0°C	-	Modelo global
Beck et al (1997)	Paleotemperatura de la superficie del mar	-6,5°C (10 ka)	-	Vanatu (Pacífico SO)
Pisias & Mix (1997)	Paleotemperatura de la superficie del mar	De -3,0 a 5,0°C	-	Pacífico SE
Colinvaux et al (1996)	Pólenes	De -5,0 a -6,0°C	-	Provincia Piauí (Tierras Bajas de Brasil)
Stute et al (1995)	Gases nobles en aguas subterráneas	-5,4±0,6°C	-	Provincia Piauí (Tierras Bajas de Brasil)
Fox & Blomm (1994)	<i>Snowlines</i>	-10,0±1,9°C	0-80 (±25) % menos	Andes tropicales
Seltzer (1994, 1995)	Testigos de sedimentos lacustres	-	Más húmedo	Laguna Kollpa Kkota (Bolivia)
Guildderson et al (1994)	Paleotemperatura de la superficie del mar	-5°C (19 ka)	-	Islas Barbados (Atlántico tropical oriental)
Seltzer (1992)	<i>Snowlines</i>	-3,5±1,6°C	-	Cordillera Real (Bolivia)
Rodbell (1992)	PaleoELAs	De -5,0 a -6,0°C	-	Cordillera Blanca (Perú)
Beck et al (1992)	Paleotemperatura de la superficie del mar	-5,0°C	-	Vanatu (Pacífico SO)
Rind (1988)	Modelo climático	De -2,0 a -4,0°C (junio-agosto)	De 0 a 2mm/día menos	Modelo global
Seltzer (1987)	<i>Snowlines</i>	De -6,5 a -7,0°C	Más árido	Nevado Huaytapallana (Cordillera Oriental, Perú)
Rind (1987)	Modelo climático	De 0,0 a 2,0°C (invierno), de 0,0 a -2,0°C (verano)	Sin cambios (invierno); De 0 a 2, mm/día menos (verano)	Modelo global
Kutzbach & Guetter (1986)	Modelo climático	De -2,5 a 4,0°C	22% menos en julio y 38% menos en enero	Modelo global
Manabe & Broccoli (1985)	Modelo climático	De 0,0 a 2,0°C (verano); de 0,0 a -2,0°C (invierno)	de 0 a 5mm/día	Modelo global
Rind & Petee (1985)	Modelo climático	De -5,0 a -6,0°C (18 ka)	-	Modelo global
Hansen et al (1984)	Pólenes	Más frío	Más árido	Región de Junin (Perú)
Wright (1983)	<i>Snowlines</i>	-2,0°C	Más húmedo	Región de Junin (Perú)
Hamilton (1982)	Pólenes	-4,5°C	-	Kilimanjaro, Monte Kenya (África tropical)
CLIMAP (1981)	Paleotemperatura de la superficie del mar	<-2,0°C	-	Pacífico Sur
Sato (1979)	<i>Snowlines</i>	Más frío	Más árido	Andes tropicales
Walker & Floney (1979)	Pólenes	De -2,0 a -8,0°C (28-18 ka) y de -7,0 a -11,0°C (de 18 a -	-	Nueva Guinea
Floney (1979)	Pólenes	De -8,0 a -10,0°C	-	Andes tropicales de Colombia
Manabe & Hahn (1977)	Modelo climático	De -4,0 a -6,0°C (julio-agosto)	de 0 a 1mm/día menos	Modelo global
Gates (1976)	Modelo climático	-5,0°C (julio)	Sin cambios en julio	Modelo global
CLIMAP (1976)	Paleotemperatura de la superficie del mar	-2,6°C en agosto	-	Pacífico Sur
Van Der Hammen (1974, 1981)	Pólenes	De -8,0 a -10,0°C	-	Andes tropicales de Colombia
Hastenrath (1967, 1971)	<i>Snowlines</i>	Más frío	Más húmedo	Andes tropicales

Figura 4.73: estimaciones de los cambios en la paleotemperatura y la paleoprecipitación durante el Último Máximo Glacial.

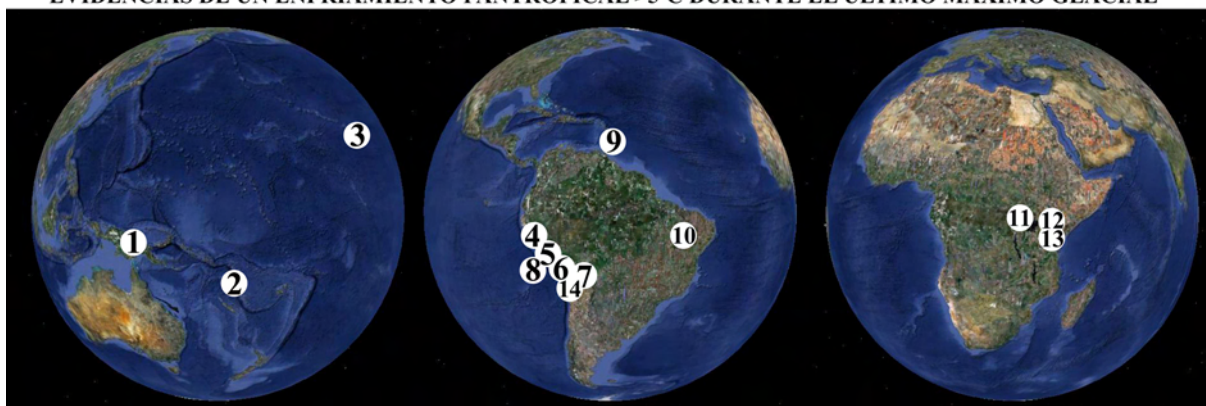
En la tabla de la figura 4.73 se han resumido los resultados que se han discutido en anteriores apartados, en relación con las características paleoclimáticas del Último Máximo Glacial, indicando las referencias de las publicaciones, los métodos empleados, los cambios observados con respecto al presente en la paleotemperatura y la paleoprecipitación y el ámbito en el que se desarrollaron las investigaciones.

El modelo del balance de masa de los paleoglaciares del Nevado Coropuna sugirió que durante el Último Máximo Glacial Regional las condiciones paleoclimáticas fueron más húmedas que las actuales, coherentemente con las conclusiones de los trabajos sobre las variaciones de las *snowlines* de Hastenrath (1967,1971) y Wrigth (1983) y los análisis de sedimentos lacustres de Seltzer (1994, 1995) y Fritz et al (2004, 2007).

Además indicó una depresión de la paleotemperatura del aire de 6,6°C, compatible con otras publicaciones que señalaron un enfriamiento pantropical superior a 5°C (figura 4.74):

- 1) Walker & Fleney, 1979: análisis de pólenes de Papua Nueva Guinea.
- 2) Beck et al (1992, 1997): paleotemperatura de la superficie del mar en Vanatu (Pacífico tropical occidental).
- 3) Blard et al (2007): paleoELAs del volcán Mauna Kea (Islas Hawai).
- 4) Thompson et al (2000): proporción de isótopos de oxígeno ( $\delta O^{18}$ ) en el Nevado Huascarán (Cordillera Blanca, Perú septentrional).
- 5) Seltzer (1987): *snowlines* del Nevado Huaytapallana (cordillera oriental de Perú).
- 6) Este trabajo: modelo del balance de masa de los paleoglaciares del sector NE del complejo volcánico Nevado Coropuna (cordillera occidental de Perú).
- 7) Kull et al (2008): modelo del balance de masa de paleoglaciares de la región de Cochabamba (Cordillera Oriental de Bolivia).
- 8) Pisias & Mix (1997): paleotemperatura de la superficie del mar en la costa de Perú.
- 9) Guilderson et al. (1994): paleotemperatura de la superficie del mar en Barbados (entre el mar Caribe y el Atlántico tropical occidental).
- 10) Stute et al. (1995): paleotemperatura de disolución de gases nobles en aguas interestratificadas, en la región de Piaui (Brasil). Colinvaux et al. (1996): análisis de pólenes de la misma región.
- 11) Kaser & Osmaston (2002): paleoELAs del macizo del Rwenzori (Uganda).
- 12) Kaser & Osmaston (2002): paleoELAs del Monte Kenya (Kenya).
- 13) Kaser & Osmaston (2002): paleoELAs del Kilimanjaro (Tanzania).
- 14) Klein et al (1999): modelo regional de las *snowlines*.

**EVIDENCIAS DE UN ENFRIAMIENTO PANTROPICAL >5°C DURANTE EL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL**



**Figura 4.74:** localización de los trabajos que sugieren un enfriamiento >5°C, incluyendo el Nevado Coropuna.

#### 4.5.5. El cambio climático y la evolución de los glaciares durante el siglo XXI

##### 4.5.5.a) Interpretación de los forzamientos del modelo del balance de masa

En el apartado 4.4.10 se presentaron los resultados que se obtuvieron forzando las temperaturas del aire y el suelo y la precipitación, conjuntamente o por separado, hasta que la ELA climática superó la cumbre absoluta del complejo volcánico Nevado Coropuna (6377 m). De ese modo se generaron tres series de datos que comprenden los incrementos de esos parámetros que elevaron la ELA climática sobre el límite superior de cada aparato, aplicados a la temperatura del aire, a las temperaturas del aire y el suelo o a ambas temperaturas y a la precipitación con valores equivalentes a las variaciones observadas en el presente con respecto a la Pequeña Edad del Hielo (figura 4.75):

Glaciar	Altitud máxima (msnm)	$\Delta T_a$	$\Delta T_a$ y $T_s$	PEH
Santiago 1	6305	1,50	3,0	-
Santiago 2	6157	0,50	1,5	Ta*
Queñua Ranra 1	6150	0,50	1,5	Ta
Queñua Ranra 2	6072	0,25	1,0	Ta, Ts, P
Queñua Ranra 3	6153	0,50	1,5	Ta*
Queñua Ranra 4	6260	1,00	3,0	-
Queñua Ranra 5	6266	1,00	3,0	-
Sistema glaciar	6377	2,00	3,5	-

\* Desnivel de la ELA climática con respecto a la altitud máxima <5 m

**Figura 4.75:** forzamientos del modelo del balance de masa de los glaciares actuales que generaron niveles críticos de la ELA climática, superando el límite superior de cada glaciar.

El planteamiento teórico del experimento fue que la elevación de la ELA climática sobre cada glaciar provocaría la desaparición de su zona de acumulación y el aparato entraría en un estado terminal, quedando destinado a desaparecer en el plazo de tiempo que las condiciones ambientales precisasen para fundir la masa de hielo restante.

- La simulación indicó que la repetición de las tendencias observadas desde la Pequeña Edad del Hielo dejaría en ese estado terminal a los aparatos cuyas cabeceras se encuentran a menor altitud (Santiago 2 y Queñua Ranra 1, 2 y 3).

- Además generó un modelo de la respuesta de los glaciares una serie estándar de incrementos de las temperaturas, que permitió abordar nuevos ensayos para tratar de comprobar los efectos que tendrían en las masas de hielo:



- 1) Las predicciones sobre el calentamiento global del grupo de expertos del *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC).
- 2) Las previsiones del calentamiento del perfil vertical de la troposfera que se encuentra sobre la cordillera panamericana.

En los siguientes apartados los forzamientos de las temperaturas en el modelo del balance de masa que dejaron a cada glaciar en un estado terminal (resumidos en la figura 4.75) se van a comparar con las previsiones sobre el calentamiento global a nivel de la superficie terrestre del grupo de expertos del *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC), así como con las conclusiones de las simulaciones multimodelo que adaptaron esos pronósticos a las áreas de alta montaña de la cordillera panamericana, incluyendo los Andes Centrales.



#### 4.5.5.b) El impacto de las previsiones sobre el calentamiento global en los glaciares del Nevado Coropuna

Para abordar esta cuestión en primer lugar se expondrán los escenarios de emisión de los gases de efecto invernadero, a los que el grupo de expertos del IPCC ha atribuido una importante participación en el cambio climático actual (IPCC, 2007), después a las previsiones sobre el calentamiento global que se deducen de dichos escenarios y posteriormente a sus efectos sobre las masas de hielo del sector NE del Nevado Coropuna, tomando como referencia los resultados del forzamiento del modelo del balance de masa que se han resumido en la tabla de la figura 4.75.

#### **ESCENARIOS DE EMISIÓN DE GASES DE EFECTO INVERNADERO**

Las previsiones del IPCC sobre el calentamiento global en las próximas décadas se basan en diferentes escenarios de emisión de gases de efecto invernadero, incluyendo dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), metano ( $\text{CH}_4$ ), óxido de nitrógeno ( $\text{N}_2\text{O}$ ) y otros compuestos clasificados en el protocolo de Kyoto (Naciones Unidas, 1997) dentro de un conjunto denominado gases F, en el que están englobados hidrofluorocarbonos o HFCs (con enlaces de carbono y flúor), perfluorocarbonos o PFCs (derivados de hidrocarburos en los que el hidrógeno ha sido sustituido por flúor) y hexafluoruro de azufre ( $\text{SF}_6$ ). Las emisiones de gases de efecto invernadero dependen de un conjunto de sistemas dinámicos muy complejos en los que participan factores de distinto tipo, principalmente el crecimiento demográfico, el desarrollo socioeconómico y el cambio tecnológico. Los escenarios son instrumentos concebidos para tratar de analizar de qué manera puede influir la evolución de esos factores en las emisiones de gases de efecto invernadero, no se les ha otorgado ningún nivel de probabilidad y han sido habitualmente empleados para elaborar pronósticos sobre el cambio climático y proponer políticas correctoras (Nakicenovic & Swart, 2000).

En función de las previsiones de desarrollo y las emisiones de gases de efecto invernadero que se producirían en cada caso, el IPCC clasificó los escenarios de emisión en cuatro grupos:

**Grupo A1:** presuponen un rápido crecimiento económico global, con una introducción veloz de tecnologías nuevas y más eficientes y un máximo incremento demográfico mundial hacia mediados del siglo XXI. En los escenarios de ese grupo se distinguieron tres conjuntos que reflejan tres direcciones alternativas en el cambio tecnológico:

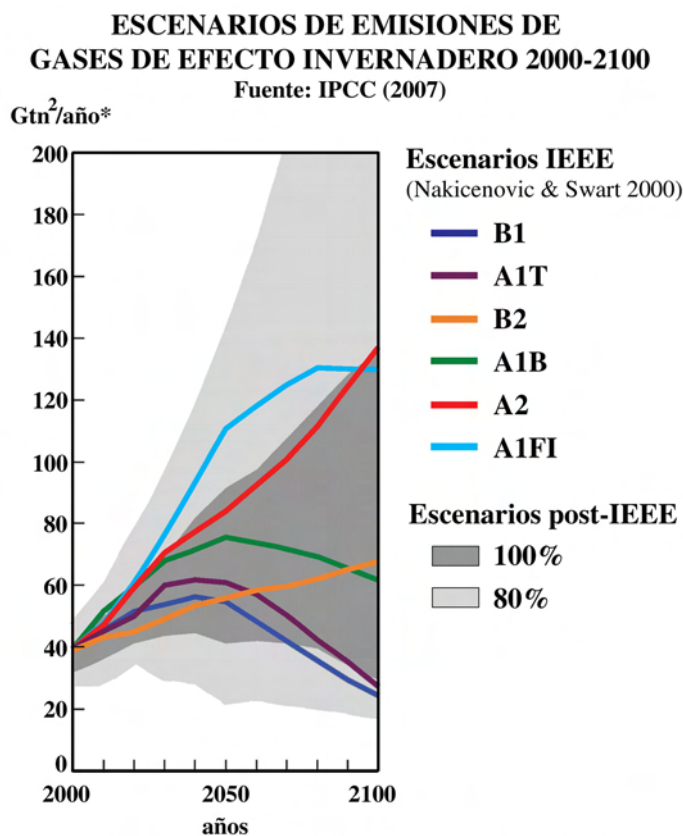
- **A1FI:** utilización intensiva de combustibles fósiles.
- **A1T:** empleo predominante de energías alternativas.
- **A1B:** uso equivalente de combustibles fósiles y energías alternativas.

**Grupo A2:** contemplan un futuro muy heterogéneo, con un fuerte incremento demográfico, en el que el desarrollo económico y el cambio tecnológico se producirían con mayor lentitud.

**Grupo B1:** conciben un mundo convergente, con una evolución demográfica como la prevista por los escenarios del grupo A1 (alcanzando el máximo crecimiento a mediados del siglo XXI), pero con una terciarización más rápida de la economía que implicaría un mayor desarrollo del sector de los servicios y la información.

**Grupo B2:** describen un crecimiento demográfico y un desarrollo económico más moderados, como consecuencia de la adopción de políticas con una orientación local, tendentes a alcanzar la sostenibilidad económica, social y medioambiental.

El gráfico de la figura 4.75 describe los pronósticos de la evolución de las emisiones de gases de efecto invernadero durante el siglo XXI. Las líneas de colores representan la previsión en cada escenario de las emisiones, expresadas en gigatoneladas métricas ( $\text{Gtn}^2$ ) de dióxido de carbono equivalente ( $\text{CO}_2\text{-eq}$ ). Las predicciones fueron elaboradas por el grupo de expertos del IPCC sin contemplar políticas correctoras que pudieran emprenderse con posterioridad. Las áreas coloreadas con tonos grises representan el intervalo total (100%) y el percentil 80 (80%) de las estimaciones publicadas después del informe de Nakicenovic & Swart (2000), en un conjunto de escenarios denominados post-IEEE.



\*Cada gigatonelada métrica ( $\text{Gtn}^2$ ) equivale a  $10^9$  toneladas

**Figura 4.76:** evolución de las emisiones de gases de efecto invernadero durante el siglo XXI (IPCC, 2007)

## **PREVISIONES SOBRE EL CALENTAMIENTO GLOBAL**

El grupo de expertos del IPCC pronosticó el incremento de la temperatura global a nivel de la superficie durante el siglo XXI en los seis escenarios de emisión definidos por Nakicenovic & Swart (2000), además de otro que supuso que las emisiones se mantendrían en los niveles estimados para el año 2000 (NE2000). Las predicciones del calentamiento global se calcularon con respecto a los promedios de las observaciones instrumentales del periodo 1980-1999, indicando que para expresar el cambio con respecto al periodo 1850-1899 habría que añadir  $0,5^{\circ}\text{C}$ , correspondientes al aumento experimentado por la temperatura entre las dos series. Considerando que en los Andes Centrales la temperatura se ha elevado por término medio  $0,1^{\circ}\text{C}$  por década (Vuille et al., 2008), puede estimarse que el incremento actual con respecto a la Pequeña Edad del Hielo sería de unos  $0,6^{\circ}\text{C}$ , que equivale casi exactamente a la depresión de la paleotemperatura que se ha presentado en este capítulo para ese periodo ( $0,7^{\circ}\text{C}$ ). Ese hecho justifica por sí sólo los procedimientos que se emplearon para su determinación, el método de reconstrucción de la paleoELA y la estimación del gradiente vertical de la temperatura del aire.

En la tabla de la figura 4.77 se han resumido los incrementos de la temperatura global previstos en cada escenario por el grupo de expertos del IPCC para la última década del siglo XXI, indicando la estimación óptima y el rango de resultados probables.

#### PROYECCIONES DEL INCREMENTO DE LA TEMPERATURA DEL AIRE EN SUPERFICIE

Promedio global estimado para 2090-2999 con respecto a 1980-1999

Fuente: Nakicenovic & Swart (2000)

Escenario	Estimación óptima $\Delta T$ (°C)	Estimación probable $\Delta T$ (°C)
NE2000	0,6	0,3 - 0,9
B1	1,8	1,1 - 2,9
A1T	2,4	1,4 - 3,8
B2	2,4	1,4 - 3,8
A1B	2,8	1,7 - 4,4
A2	3,4	2,0 - 5,4
A1FI	4,0	2,4 - 6,4

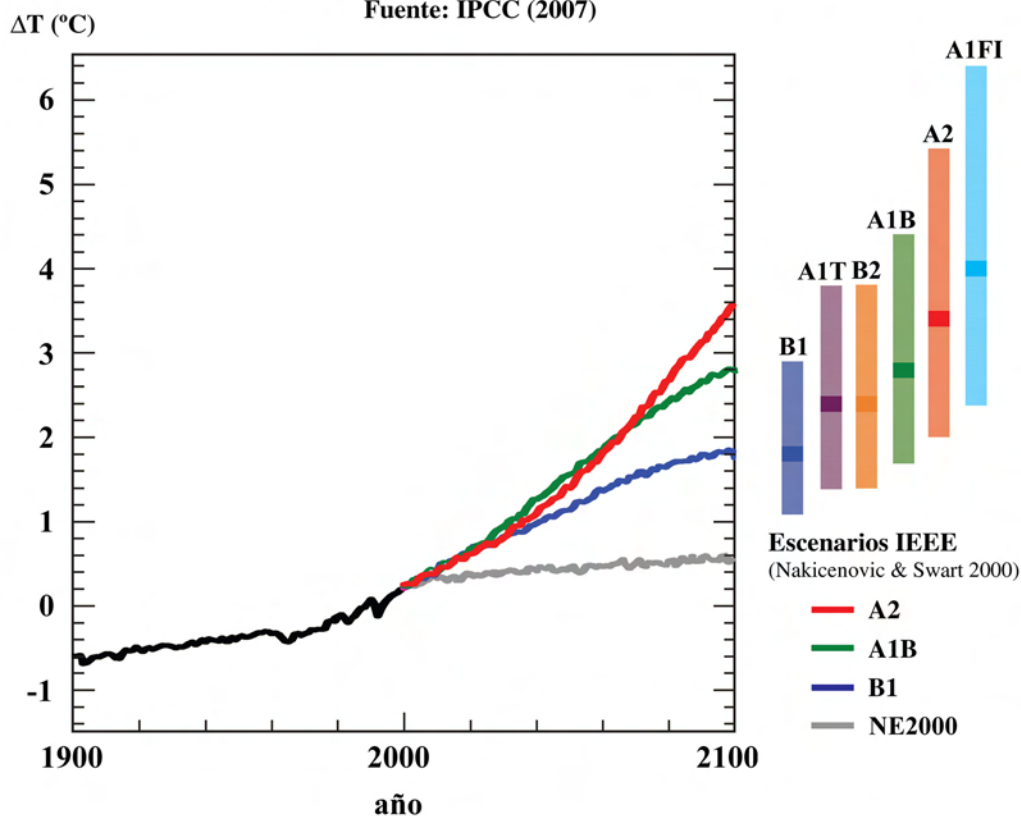
**Figura 4.77:** estimaciones óptimas y probables del aumento de la temperatura del aire a nivel de la superficie elaboradas por el IPCC en siete escenarios de emisión de gases de efecto invernadero.

En el gráfico de la figura 4.78 se indica con una línea negra el promedio anual de la temperatura global del aire a nivel de la superficie durante el siglo XX, deducido de observaciones instrumentales. Las demás líneas simbolizan las proyecciones de la evolución de la temperatura en el siglo XXI, calculadas por el grupo de expertos del IPCC en los escenarios de emisión A2, A1B y B1 y NE2000. Las barras de la derecha representan los intervalos probables y las líneas inscritas en su interior las estimaciones óptimas para la última década del siglo XXI (figura 4.77).

#### PROYECCIONES DEL INCREMENTO DE LAS TEMPERATURAS 2000-2100

Incrementos calculados con respecto al periodo 1980-1999

Fuente: IPCC (2007)



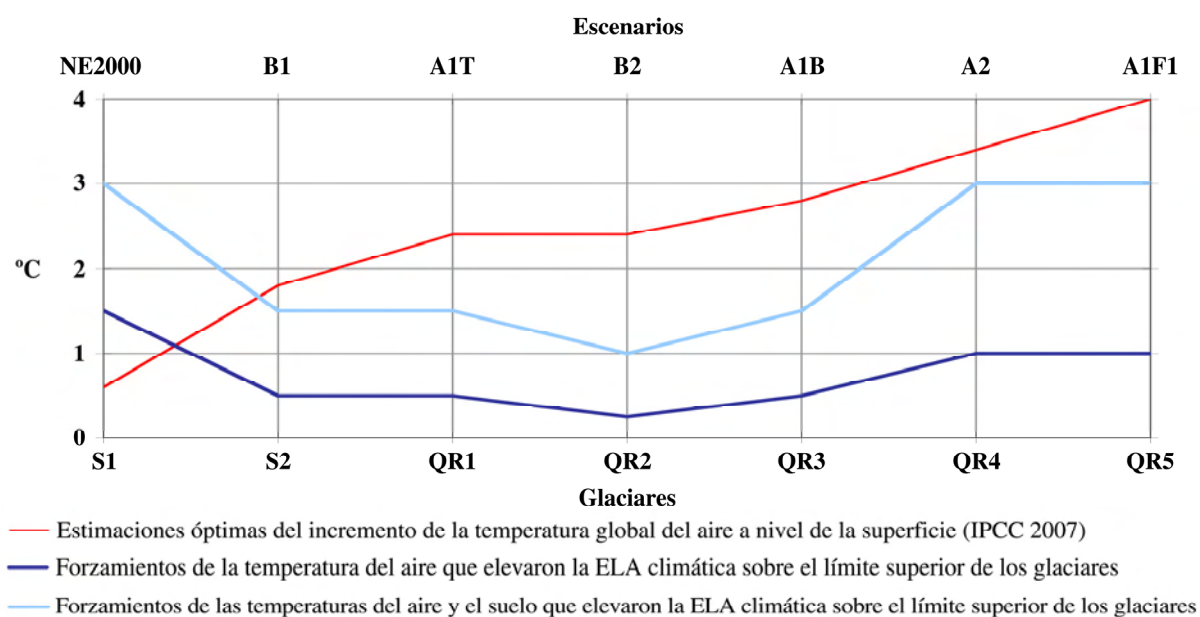
**Figura 4.78:** previsiones del calentamiento global durante el siglo XXI en los escenarios de emisión de gases de efecto invernadero (IPCC, 2007).



## **EL IMPACTO DE LAS PREVISIONES DEL CALENTAMIENTO GLOBAL EN LOS GLACIARES DEL NEVADO COROPUNA**

Para obtener una primera evaluación del estado en el que podrían encontrarse los glaciares a finales del siglo XX se contrastaron los parámetros que se han representado en la figura 4.79:

- Estimaciones óptimas de las proyecciones sobre el calentamiento global del grupo de expertos del IPCC (figura 4.77).
- Forzamientos de las temperaturas del aire y el suelo, conjuntamente o por separado, que en el modelo del balance de masa elevaron la ELA climática sobre el límite superior de los glaciares (figura 4.75).



**Figura 4.79:** incrementos de las temperaturas que elevaron la ELA climática sobre el límite superior de los glaciares y previsiones del calentamiento global en la última década del siglo XXI.

La comparación de los modelos indicó que forzando exclusivamente la temperatura del aire todas las masas de hielo del sector NE del Nevado Coropuna habrían entrado en estado terminal en la última década del siglo XXI en el escenario NE2000, el menos contaminante de todos, excepto los glaciares Santiago 1 y Queñua Ranra 4 y 5, que lo harían en el escenario B1. No obstante el mantenimiento de los niveles de emisión del año 2000 (que contempla el escenario NE2000) es altamente improbable, debido a que con las políticas actuales de mitigación de los efectos del cambio climático las emisiones de gases de efecto invernadero seguirán aumentando en los próximos decenios (IPCC, 2007).

En el modelo que simuló un aumento simultáneo de la temperatura del aire y el suelo los glaciares Santiago 2 y Queñua Ranra 1, 2 y 3 quedaron en estado terminal en el escenario B1. El resto (Santiago 1 y Queñua Ranra 4 y 5) soportaron los escenarios A1T, B2 y A1B, y la ELA climática sobrepasó su límite superior en el escenario A2, el segundo más contaminante.

Para elevar la ELA climática sobre la cumbre absoluta del Nevado Coropuna, de modo que todas las masas de hielo del complejo volcánico entrasen en fase terminal, fue preciso aplicar un incremento de 2,0°C en la temperatura del aire y 4,0°C en las temperaturas del aire y el suelo. Las previsiones del grupo de expertos del IPCC (figura 4.77) sugieren que esos niveles de calentamiento podrían alcanzarse a finales del siglo XXI en los escenarios A1T y A1F1.

#### **4.5.5.c) El impacto de las previsiones del calentamiento de la troposfera sobre los Andes Centrales en los glaciares del Nevado Coropuna**

##### **SIMULACIONES DEL CALENTAMIENTO DEL PERFIL VERTICAL DE LA TROPOSFERA**

Los modelos del incremento de la temperatura global elaborados por el grupo de expertos del IPCC, a los que se ha dedicado el apartado anterior, tienen una resolución espacial demasiado reducida y no contemplan las elevadas altitudes en las que se encuentran los glaciares de los Andes Centrales. Las masas de hielo del Nevado Coropuna se encuentran en un intervalo entre 5550 y 6377 m de altitud, equivalente aproximadamente a un tercio del perfil vertical de la troposfera tropical, que oscila estacionalmente entre 15 y 18 km de espesor.

Para analizar el impacto del calentamiento global en los glaciares de la cordillera conviene emplear como referencia otros modelos con mayor resolución espacial, que pronostiquen el incremento de la temperatura en cotas suficientemente elevadas. Sin embargo, debido a que la mayor parte de los observatorios se encuentran por debajo de los 3000 m de altitud, la elaboración de los modelos se enfrenta con el inconveniente que supone la escasez de registros climáticos procedentes de estaciones terrestres.

Bradley et al (2004) afrontaron el problema elaborando una simulación multimodelo para pronosticar como evolucionarán las temperaturas de la troposfera durante el siglo XXI, a lo largo del eje de la cordillera panamericana, desde Alaska (~70°N) a la Patagonia (~50°S), utilizando como puntos de control un conjunto de estaciones terrestres, aunque escasas y en altitudes demasiado reducidas.

En esa tarea emplearon datos del *Coupled Model Intercomparison Project 2+* (CMIP2+), ampliamente descrito en una publicación anterior (Covey et al., 2003), que incorpora datos de siete modelos de circulación general de la atmósfera y el modelo digital del terreno ETOPO5, del *Nacional Geophysical Data Center*, organismo dependiente de la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) de los Estados Unidos.

- El modelo CMIP2+ procesa los datos de los modelos de circulación atmosférica simulando un incremento anual de un 1% en las emisiones de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), de manera que su valor se duplica alrededor de los 70 años, coincidiendo con las últimas décadas del siglo XXI.
- El modelo digital del terreno ETOPO5 tiene una resolución de 5' x 5', que en el Ecuador equivalen a 9,259 x 9,259 km. En formato raster está constituido por celdas que comprenden una superficie de 85,734 km<sup>2</sup>, a 0° de latitud. Teniendo en cuenta que el sistema glaciar del Nevado Coropuna sumaba en 2007 una superficie de 49 km<sup>2</sup>, la resolución de la simulación sigue siendo en realidad escasa.

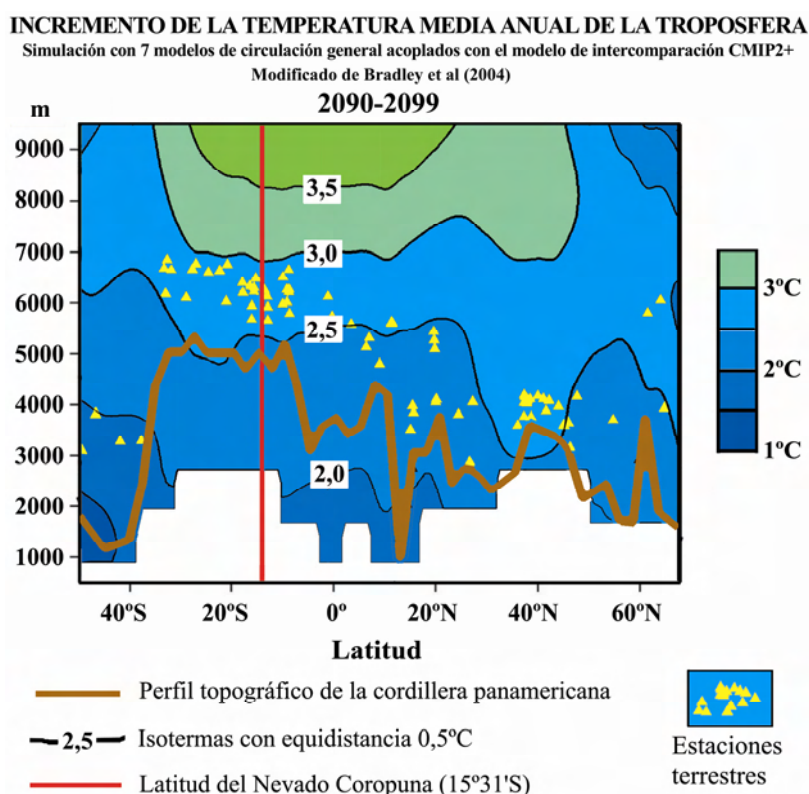
No obstante el trabajo de Bradley et al (2004) y sus versiones posteriores (Bradley et al., 2006; Vuille et al., 2008) han producido las mejores simulaciones sobre el calentamiento global del sector de la troposfera que se encuentra sobre los Andes tropicales. Interpolando esos datos Bradley et al (2004) obtuvieron una evaluación de las temperaturas en un intervalo entre 500 y 9500 m de altitud, con una equidistancia de 500 m, a lo largo del eje de la cordillera panamericana. Sus resultados indicaron un notable calentamiento de la troposfera en la última década del siglo XXI, una vez doblado el contenido en dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>).

La figura 4.80 representa las previsiones del incremento de la temperatura media anual del aire sugeridas por la simulación de Bradley et al (2004) para la última década del siglo XXI, en un perfil vertical de la troposfera comprendido entre 1000 y 9000 m de altitud.

- La línea de color marrón simboliza el perfil de la cordillera panamericana desde Alaska (~70°N) hasta la Patagonia (~50°S).
- La equidistancia de las isotermas (0,5°C) se ha modificado con respecto a la versión original para que coincida con la de los perfiles verticales de la figura 4.81, basados en una versión posterior del mismo modelo (Bradley et al., 2006; Vuille et al., 2008).
- Las áreas sin datos se muestran en color blanco y las estaciones terrestres empleadas como puntos de control con triángulos de color amarillo. La línea roja señala la latitud del complejo volcánico Nevado Coropuna (15°31'S).

En la latitud del Nevado Coropuna y el intervalo de altitud actual de los glaciares del sector NE (6305-5622 m) la simulación de Bradley et al (2004) muestra un calentamiento de ~2,5°C.

Tomando como referencia los resultados indicados por el forzamiento de la temperatura del aire en el modelo del balance de masa (figura 4.45) y asumiendo que la precipitación fuese como en el presente, el incremento deducido de la simulación de de Bradley et al (2004) implicaría que todos los glaciares del sector NE del complejo volcánico podrían haber desaparecido o estar a punto de hacerlo en la última década del siglo XXI.



**Figura 4.80:** simulación del calentamiento de la troposfera sobre la cordillera panamericana, con indicación de la latitud del Nevado Coropuna. Modificado de Bradley et al (2004).

Cuando ese incremento se aplicó simultáneamente a las temperaturas del aire y el suelo resultó que el glaciar Santiago 1 conservó 50 m de desnivel entre su límite superior (6305 m) y la ELA climática (6255 m), mientras el resto quedaron en estado terminal o conservaron áreas de acumulación muy reducidas, con intervalos de sólo 5 y 1 m de desnivel entre sus límites superior e inferior, en el caso de los glaciares Queñua Ranra 4 y 5.

Las consecuencias para el conjunto del sistema glaciar también fueron devastadoras en ambos supuestos. El nivel crítico de la ELA climática producido por un forzamiento de 2,5°C en la temperatura del aire rebasó en varias decenas de metros la cumbre absoluta del Nevado Coropuna (6377 m), en tanto que el que indicó el modelo para un incremento simultáneo de las temperaturas del aire y el suelo con ese mismo valor (figura 4.45) permitió que las masas de hielo conservasen un intervalo de 122 m de desnivel entre la cima y la ELA climática (6255 m).



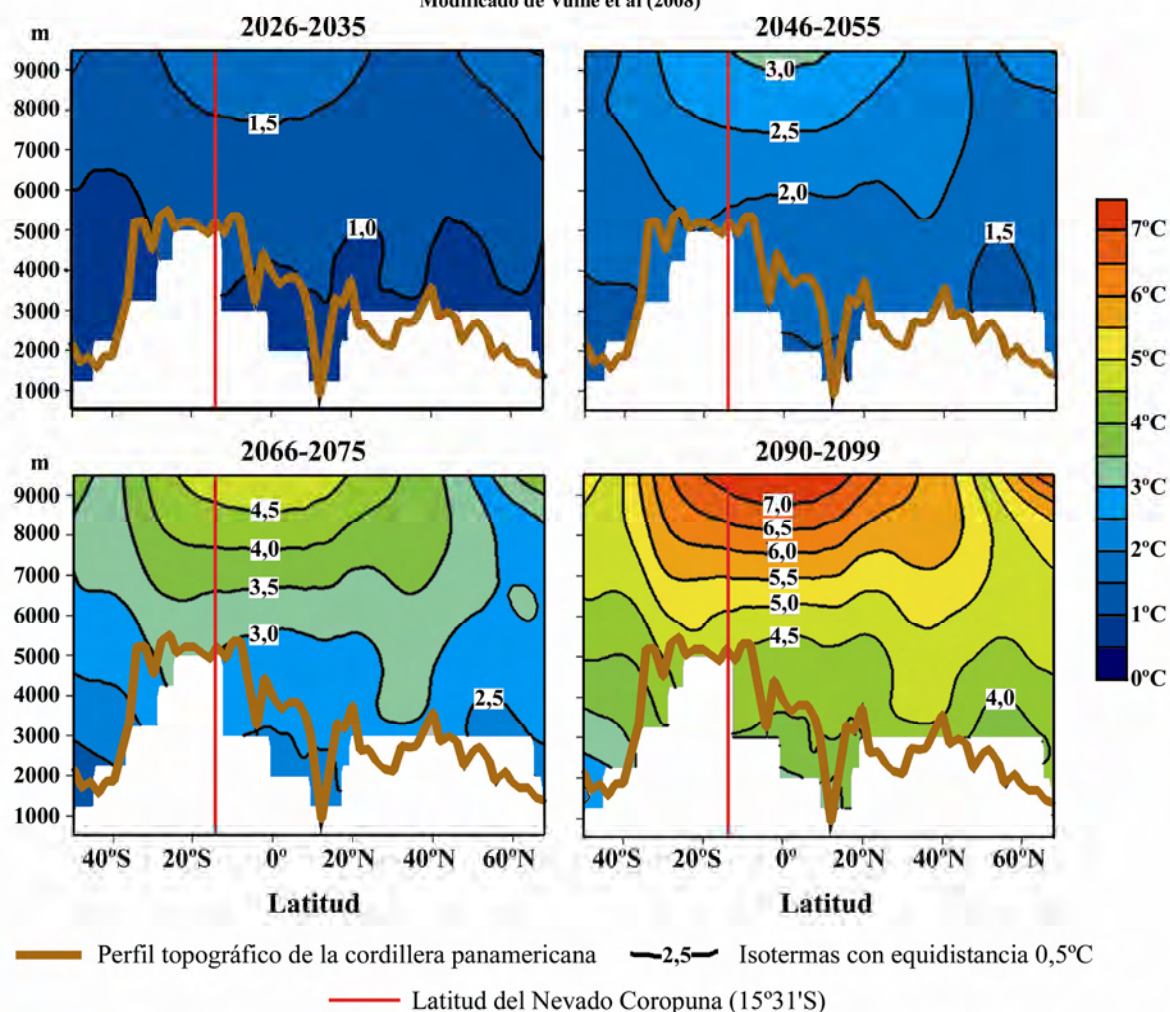
En una versión posterior de la misma simulación (Bradley et al., 2006; Vuille et al., 2008), se promediaron los resultados de 8 modelos de circulación general de la atmósfera empleados por el 4° informe del grupo de expertos del IPCC, incorporando en los cálculos el incremento de gases de efecto invernadero previsto en el escenario A2, en cuya definición se había contemplado un futuro heterogéneo, con un fuerte incremento demográfico y un desarrollo económico y tecnológico más lento. Los resultados de la simulación mostraron de nuevo un calentamiento progresivo a lo largo del perfil vertical de la troposfera tropical durante el siglo XXI. En la posición del Nevado Coropuna las estimaciones del aumento de la temperatura fueron de 1,0 a 1,5°C durante la década 2026-2035; de 1,5 a 2,0°C entre 2046 y 2055; de unos 3°C desde 2066 a 2075; y de 4,5°C en el decenio 2090-2099. El incremento previsto a finales de siglo fue 0,5°C más elevado que el pronosticado a escala global por el IPCC en el escenario A1FI, el peor de todos y el más aproximado a la tendencia actual, caracterizada por el predominio de la utilización de combustibles fósiles.

La figura 4.81 es una representación de los resultados de la simulación de Bradley et al (2006), modificada de la que incluyeron en su trabajo Vuille et al (2008). El gráfico muestra las previsiones del calentamiento de la troposfera sobre la cordillera panamericana en cuatro décadas del presente siglo (2026-2035, 2046-2055, 2066-2075 y 2090-2099), utilizando la misma simbología que en la figura 4.80.

### INCREMENTO DE LA TEMPERATURA MEDIA ANUAL DE LA TROPOSFERA

Promedios de 8 modelos de circulación general empleados por el 4° informe del IPCC usando niveles de CO<sub>2</sub> del escenario A2

Modificado de Vuille et al (2008)



**Figura 4.81:** simulación de los incrementos del promedio anual de la temperatura en el perfil vertical de la troposfera que se encuentra sobre la cordillera panamericana (Bradley et al., 2006; Vuille et al., 2008), con indicación de la latitud del complejo volcánico Nevado Coropuna.

PRONÓSTICOS SOBRE LA EVOLUCIÓN DE LOS GLACIARES DEL SECTOR NE DEL COMPLEJO VOLCÁNICO NEVADO COROPUNA EN EL SIGLO XXI

Bloque 1			Bloque 2			Bloque 3			Escenarios comprendidos dentro del siglo XXI												
Caracterización de los glaciares en 2007				Métodos empleados para elaborar pronósticos sobre la evolución de los glaciares																	
Glaciar	Z máx <sup>1</sup>	Z min <sup>2</sup>	ELAg <sup>3</sup>	ELAg-Za <sup>4</sup>	FORZAMIENTOS DEL MODELO DEL BALANCE DE MASA			FORZAMIENTO PEH			HORIZONTES SIN GLACIARES (capítulo 3)										
					Forzamiento Ta	ΔTa <sup>5</sup>	D <sup>6</sup>	Forzamiento Ta y Ts	ΔTa y Ts <sup>7</sup>	D <sup>6</sup>	Forzamiento PEH	Escenarios basados en ΔS <sup>9</sup>									
												E5	E4	E3	E2	E1	E5	E4	E3	E2	E1
Santiago 1	6305	5622	6013	663	1,50	2046-2055	3,0	2066-2075	-	ΔTa y Ts y P <sup>8</sup>	-	2058	2083	2159	2236	2469	2046	2066	2125	2188	2396
Santiago 2	6157	5616	5973	623	0,50	2026-2035	1,5	2046-2055	Ta*	-	Ta*	2025	2034	2061	2092	2208	2029	2040	2073	2109	2225
Queñua Ranra 1	6150	5830	5982	632	0,50	2026-2035	1,5	2046-2055	Ta	-	Ta	2012	2014	2021	2026	2040	2028	2039	2071	2105	2217
Queñua Ranra 2	6072	6050	5868	518	0,25	2026-2035	1,0	2026-2035	Ta, Ts y P	-	Ta, Ts y P	2010	2012	2017	2023	2040	2019	2025	2044	2063	2127
Queñua Ranra 3	6153	5694	5900	550	0,50	2026-2035	1,5	2046-2055	Ta*	-	Ta*	2021	2029	2050	2074	2151	2029	2039	2072	2107	2221
Queñua Ranra 4	6260	5756	6061	711	1,00	2026-2035	3,0	2066-2075	-	-	-	2043	2060	2114	2174	2391	2041	2058	2109	2164	2344
Queñua Ranra 5	6266	5710	5938	588	1,00	2026-2035	3,0	2066-2075	-	-	-	2049	2070	2132	2128	2125	2042	2059	2112	2167	2351

**Caracterización de los glaciares:** Altitud máxima<sup>1</sup> y mínima<sup>2</sup>. <sup>3</sup>ELA geomorfológica de cada glaciar, reconstruida por el método AABR. <sup>4</sup>Desnivel entre la ELAg y la isoterma anual de 0°C de la temperatura del aire.

**Pronósticos elaborados en el modelo del balance de masa de los glaciares actuales:** <sup>5</sup>Forzamiento de la temperatura del aire que elevó la ELA climática por encima del límite superior del glaciar. <sup>6</sup>Década del siglo XXI durante el que se produciría el incremento de la temperatura, según el 4º Informe del IPCC (utilizando niveles de CO<sub>2</sub> del escenario A2). <sup>7</sup>Forzamiento de la temperatura del aire y el suelo que elevó la ELA climática por encima del límite superior del glaciar. <sup>8</sup>Variables que elevaron la ELA climática sobre el límite superior del glaciar, aplicando un forzamiento equivalente a su variación desde la Pequeña Edad del Hielo (\*±5 m). **Pronósticos elaborados utilizando como geoindicadores las variaciones de superficies y ELAs:** <sup>9-10</sup>Año en el que desaparecería el glaciar, estimado en cinco escenarios, utilizando las tasas de reducción de superficie<sup>9</sup> o incremento de la ELA<sup>10</sup> observadas en 2007 con respecto a 1955 (E1) o 1986 (E2), o equivalente al mismo (E3), al doble (E4) o al triple (E5) del incremento de tasa entre 1955-2007 y 1986-2007.

**Figura 4.82:** caracterización de los glaciares del sector NE del Nevado Coropuna y pronósticos sobre su evolución en el futuro deducidas de los forzamientos del modelo del balance de masa y las tendencias observadas en las superficies y las ELAs.

## **EL IMPACTO DE LAS PREVISIONES DEL CALENTAMIENTO DE LA TROPOSFERA SOBRE LA CORDILLERA EN LOS GLACIARES DEL NEVADO COROPUNA**

En la tabla de la figura 4.82 se han resumido los pronósticos de la evolución de los glaciares en el siglo XXI que fueron deducidos mediante el forzamiento del modelo del balance de masa (en este capítulo) y el análisis de las tendencias observadas en las superficies y ELAs en 2007 con respecto a 1986 y 1955 (en el capítulo 3). La tabla consta de tres bloques:

**1) Caracterización de los glaciares:** con indicación de sus límites superior ( $Z_{\text{máx}}^1$ ) e inferior ( $Z_{\text{máx}}^2$ ), la ELA geomorfológica reconstruida por el método *Area x Altitude Balance Ratio* ( $ELAg^3$ ) y su desnivel con respecto a la isoterma de  $0^\circ\text{C}$  de la temperatura del aire ( $ELAg-Za^4$ ), que constituye un buen indicador de la sensibilidad de los glaciares tropicales al calentamiento global (Favier et al., 2004a; Favier et al., 2004b).

**2) Forzamientos que produjeron niveles críticos de la ELA climática:** incrementos de la temperatura del aire ( $\Delta Ta^5$ ) o de las temperaturas del aire y el suelo ( $\Delta Ta$  y  $Ts^5$ ) que elevaron la ELA climática sobre el límite superior de los glaciares, decenios ( $D^6$ ) en los que esos incrementos quedaron comprendidos en el modelo de Bradley et al (2006) y Vuille et al (2008), y variables cuyo forzamiento con un valor equivalente a su variación desde la Pequeña Edad del Hielo situó la ELA climática en un nivel crítico.

**3) Año de desaparición de las masas de hielo:** estimados en el capítulo 3 en cinco escenarios basados en las tasas de reducción de superficie<sup>9</sup> ( $\text{km}^2/\text{año}$ ) o incremento de la ELA geomorfológica<sup>10</sup> ( $\text{m/año}$ ) observadas en 2007 con respecto a 1955 (escenario 1) ó 1986 (escenario 2), con el aumento de tasa sucedido entre las dos series, 1955-2007 y 1986-2007 (E3), o con el doble (E4) o el triple (E5) de ese incremento de tasa. Los horizontes sin glaciares comprendidos dentro del siglo XXI se han señalado en color amarillo.

La comparación de las características de las masas de hielo (bloque 1) y los resultados obtenidos mediante la aplicación de ambos procedimientos (bloques 1 y 2) demuestra que los glaciares cuyas cabeceras se encuentran en altitudes más reducidas probablemente serán afectados en primer lugar por el cambio climático. En función de su respuesta a las simulaciones los glaciares pueden agruparse en tres conjuntos:

**1) Queñua Ranra 2:** con el menor desnivel (518 m) de su ELA geomorfológica (5868 m) con respecto a la isoterma anual de  $0^\circ\text{C}$  (5350 m), es el glaciar más sensible al calentamiento global. Las simulaciones indicaron que entraría en un estado terminal con un aumento de  $0,25$  a  $1,0^\circ\text{C}$  (que se produciría entre 2026 y 2035), o con la reproducción de las tendencias de las temperaturas del aire y el suelo y la precipitación desde la Pequeña Edad del Hielo.

**2) Santiago 2, Queñua Ranra 1 y Queñua Ranra 3:** con un promedio de los desniveles de sus ELAs geomorfológicas con respecto a la isoterma anual de  $0^\circ\text{C}$  de 602 m, presentaron una sensibilidad media al calentamiento global. Los modelos sugirieron que quedarían en estado terminal con un aumento de  $0,5$  a  $1,5^\circ\text{C}$ , que comprende el observado en la temperatura del aire desde la Pequeña Edad del Hielo ( $0,7^\circ\text{C}$ ) y tendría lugar entre 2026 y 2055.

**3) Santiago 1, Queñua Ranra 4 y Queñua Ranra 5:** fueron las masas de hielo más resistentes al calentamiento global, con un desnivel promedio de 654 m entre sus ELAs geomorfológicas y la isoterma anual de  $0^\circ\text{C}$ . Entrarían en estado terminal con un incremento de  $1,0$  a  $3,0^\circ\text{C}$ , superior al sucedido desde la Pequeña Edad del Hielo ( $0,7^\circ\text{C}$ ), que podría ocurrir entre 2026 y 2075.

Los resultados son coherentes con las hipótesis de Favier et al. (2004a y 2004b) sobre el desnivel de la ELA con respecto a la isoterma de  $0^\circ\text{C}$  y la sensibilidad de los glaciares al calentamiento global, así como con los pronósticos que se elaboraron en el capítulo 3 proyectando en el futuro las tendencias observadas en las superficies y las ELAs. En esos ensayos el glaciar Queñua Ranra 2 tuvo todos los escenarios deducidos de las superficies y cuatro basados en las ELAs comprendidos en el siglo XXI, las masas de hielo del grupo 2 presentaron entre cuatro y tres escenarios, y las del grupo 3 sólo dos dentro del mismo periodo.



## 4.6. CONCLUSIONES

El objetivo general de la cuarta etapa de la investigación era desarrollar instrumentos para evaluar el impacto del cambio climático en los glaciares actuales, deducir las características paleoclimáticas de la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional y valorar las consecuencias de las previsiones del *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) en la evolución de las masas de hielo. Para alcanzar ese objetivo con los procedimientos previstos era preciso conocer la distribución de las temperaturas del aire y el suelo y la precipitación en el intervalo de altitud de los valles glaciares.

Con esa finalidad se afrontaron dos líneas de investigación:

- **Para generar las serie termométricas:** en septiembre de 2007 se instalaron cuatro estaciones en la quebrada Queñua Ranra, a 4886 m (estación 1), 5564 m (estación 2), 5694 m (estación 3) y 5822 m de altitud (estación 4). Las cuatro estaciones contaban con sensores para la temperatura del aire y las tres menos elevadas con sensores para la temperatura del suelo, dos en la estación 1, a 40 y 100 cm de profundidad, y uno en las estaciones 2 y 3, a 20 cm por debajo de la superficie. En noviembre de 2008 se descargaron los datos registrados por los termómetros durante el primer año de observación.
- **Para obtener la serie pluviométrica:** la precipitación se estimó proyectando en cada nivel altitudinal el promedio de los registros realizados entre 1965 y 2003 en la localidad de Andahua, 20 km al Este de la quebrada Queñua Ranra. En esa tarea se empleó un gradiente de precipitación de 0,1 mm/m, que Klein et al (1999) habían utilizado en su modelo regional y demostró una precisión aceptable en la región del Nevado Coropuna.

El tratamiento de esas bases de datos permitió alcanzar los resultados que se han expuesto en este capítulo. De su análisis y discusión se dedujeron las conclusiones que se exponen en los siguientes apartados.

### 4.6.1. Estadísticas de las temperaturas del aire y el suelo

Los regímenes de las temperaturas del aire y el suelo han demostrado una estrecha vinculación con el calor geotérmico, observándose una sucesión de ciclos de algunos días a varias semanas de duración, que en la estación 2 se adelantaron uno o dos días con respecto a los demás niveles. El origen de esos ciclos puede estar relacionado con una transmisión preferente del calor geotérmico a favor de una fractura abierta en época holocena en el flanco del edificio NE del Nevado Coropuna por la erupción que emitió la colada de lava que se encauzó por el interior de la quebrada Queñua Ranra.

El análisis de las estadísticas diarias, mensuales y anuales de la temperatura del aire demostró que las mediciones realizadas por los sensores instalados en las estaciones 2 y 4 fueron afectadas por la cubierta nival y la radiación solar. Por ese motivo no se adaptaron a los ciclos del clima tropical, a diferencia de las estadísticas de los registros de las estaciones 1 y 3, que fueron coherentes con ese patrón. En esos casos los promedios mensuales más elevados y más reducidos sucedieron respectivamente en verano e invierno, y la amplitud térmica anual fue sensiblemente menor que la amplitud térmica diaria. Las temperaturas del suelo fueron más altas que las del aire y demostraron una mayor independencia de factores exógenos. El análisis pormenorizado de la distribución temporal y la magnitud de las temperaturas del suelo indicó que la mayor parte de los registros más elevados fueron efectuados por la noche, demostrando su independencia de la radiación solar y su vinculación con el calor geotérmico

#### **4.6.2. Ciclos de congelación y deshielo**

La influencia del calor geotérmico en la temperatura también se reflejó en la frecuencia de los ciclos de congelación y deshielo, que fueron prácticamente inexistentes en el interior del suelo en todas las estaciones de la quebrada Queñua Ranra, donde la congelación por debajo del nivel de la superficie no llegó a ser permanente ni siquiera durante un día. Sin embargo en la quebrada Santiago, 5 km al Oeste de la estación 1, se encontraron formas periglaciares con actividad estacional, que demuestran que en esa posición y en una altitud similar si se produjeron ciclos de congelación y deshielo. El contraste espacial entre áreas con periglaciares y áreas donde esos procesos no se desarrollan podría deberse a la transmisión preferente del calor geotérmico a favor de la fractura que se encontraría por debajo de la colada de lava holocena que ocupa el fondo del valle glaciar.

En el régimen de la temperatura del aire si se detectaron ciclos de congelación y deshielo, cuya frecuencia se incrementó con la altitud, pasando de 253 días en el nivel más bajo (4886 m) a 340 días en la estación más elevada (5822 m). En la estación 1 (4886 m) la congelación no fue permanente ningún día y durante 113 la helada ni siquiera llegó a producirse. Por el contrario en el resto de las estaciones los registros de la temperatura del aire descendieron por debajo del umbral de congelación todos los días del año, conservándose permanentemente por debajo de 0°C durante 89, 68 y 26 días. El descenso altitudinal de la frecuencia de los días con congelación permanente podría estar relacionado con un calentamiento diferencial de la capa límite de la atmósfera en contacto con las vertientes de la quebrada Queñua Ranra, causado por el calor geotérmico.

#### **4.6.3. Gradientes térmicos verticales**

La determinación de los regímenes de las temperaturas del aire y el suelo en diferentes niveles altitudinales de la quebrada Queñua Ranra permitió deducir los gradientes térmicos verticales, relacionando los promedios anuales de los registros con el desnivel existente entre las estaciones. Los gradientes deducidos de las estaciones 1 y 3 fueron seleccionados como las mejores estimaciones porque sus mediciones fueron afectadas en menor medida por la presencia de nieve y la radiación solar, presentaron la menor desviación con respecto al promedio de todos los gradientes y se trataba del par de estaciones separadas por un mayor desnivel (808 m). Las opciones elegidas (0,0084°C/m en el aire y 0,0056°C/m en el interior del suelo) presentaron una correlación muy alta con los gradientes calculados en la vertiente septentrional del estratovolcán Misti (0,0080°C/m y 0,0058°C/m), 150 km al SE del Nevado Coropuna. Las escasas diferencias, del orden de diezmilésimas de grado centígrado (0,0004°C/m y 0,0002°C/m), avalaron la utilización de los gradientes seleccionados en sucesivas fases de la investigación.

La estimación del gradiente vertical de la temperatura del suelo es absolutamente novedosa. No se han encontrado referencias sobre trabajos anteriores en los que se hubiese determinado ese parámetro, ni siquiera en Klein et al (1999), a pesar de que emplearon la ecuación de la ablación, que conjuga la temperatura del suelo con otras variables. En la quebrada Queñua Ranra el gradiente vertical de la temperatura del aire fue más elevado y se aproximó en mayor medida al límite superior teórico del régimen adiabático seco (0,0098°C/m) que los gradientes estimados en Oceanía (Webster & Streten, 1978; Hope, 1976; Hope et al., 1976), África tropical (Osmaston, 1989a; Osmaston, 1989b) y los Andes de Ecuador (Graf, 1981). También fue más acusado que otros gradientes deducidos en la atmósfera libre (Rex, 1969) y los que se basaron en registros del satélite GEOS-1 (Klein et al., 1999), que se encontraron dentro de un rango de resultados de 0,0060°C/m a 0,0075°C.

En relación con los trabajos a los que se acaba de hacer referencia conviene señalar que se llevaron a cabo hace varias décadas, cuando la tecnología no permitía realizar observaciones con la misma resolución que los sensores instalados en las estaciones de la quebrada Queñua Ranra. La generalización de nuevas observaciones con el mismo grado de precisión y sistematización en otras regiones tropicales de alta montaña probablemente revelaría una realidad muy heterogénea, poniendo de manifiesto las imprecisiones que frecuentemente se han cometido empleando un valor global medio en lugar de gradientes deducidos de mediciones realizadas sobre el terreno en cada lugar.

#### **4.6.4. Modelo del balance de masa de los glaciares actuales**

Con los promedios anuales de las temperaturas del aire y el suelo y la proyección de la precipitación en el nivel de la estación 1 (4886 m) se elaboró un modelo del balance de masa de los glaciares actuales empleando las ecuaciones que Klein et al (1999) habían empleado en un trabajo a escala regional. No obstante los ensayos demostraron que para que las ecuaciones funcionasen correctamente era necesario adaptar su formulación al régimen semiárido que caracteriza a la región del Nevado Coropuna, donde el balance de masa depende en mayor medida de la capacidad de la acumulación para compensar la ablación ( $b=a-c$ ) que de la ablación para restar eficacia a la acumulación ( $b=c-a$ ). Por ese motivo en la elaboración del modelo del balance de masa se utilizó la primera expresión en lugar de la segunda, que habían empleado Klein et al (1999) y suele utilizarse en otras regiones notablemente más húmedas que la del complejo volcánico.

Utilizando la ecuación reformulada ( $b=a-c$ ) el balance de masa se equilibró a 6012 m de altitud, correspondiente a la ELA climática actual. El desnivel de la ELA geomorfológica estadísticamente representativa de todos los glaciares del sector NE (5968 m) con respecto a la ELA climática (6012 m) fue de -44 m, cuyo signo negativo refleja un estado global de desequilibrio de las masas de hielo con el clima actual. Sin embargo cuando se usó como geoindicador el desnivel de las ELAs geomorfológicas de cada quebrada con respecto a la ELA climática es coherente con el aspecto observado en los glaciares de cada valle durante las campañas de trabajo de campo, que reveló dos realidades diferentes:

- En la quebrada Queñua Ranra, donde el desnivel de la ELA geomorfológica (5950 m) con relación a la ELA climática (6012 m) es claramente negativo (-62 m,) los glaciares presentaban una considerable pérdida de volumen.
- En la quebrada Santiago, donde la ELA geomorfológica (6013 m) y la ELA climática (6012 m) se encontraban prácticamente en el mismo nivel, los glaciares conformaban una masa de hielo de gran espesor que desciende vertiente abajo hasta la posición la posición que determina su balance de masa.

No obstante la consideración del desnivel de las ELAs como un geoindicador del impacto del cambio climático en las masas de hielo sólo puede interpretarse como una hipótesis, cuya confirmación requeriría la realización de un ensayo sistemático de la misma metodología en otros sectores del sistema glaciar del Nevado Coropuna y en diferentes regiones de la cordillera de los Andes Centrales.

El desarrollo de esa línea de investigación aportaría nuevos instrumentos de análisis que serían especialmente útiles en Perú, donde los glaciares constituyen una reserva hídrica de vital importancia constituida por varios miles de aparatos, y debido a la magnitud de la empresa que implica su observación sistemática es preciso generar nuevos procedimientos de análisis complementarios a las técnicas tradicionales de monitoreo.



#### **4.6.5. Modelo del balance de masa de los paleoglaciares de la Pequeña Edad del Hielo**

El modelo del balance de masa de los glaciares actuales sirvió como instrumento para elaborar una simulación equivalente para la Pequeña Edad del Hielo. Con ese objetivo en el nivel de referencia de la estación 1 (4886 m) se sustrajeron las estimaciones del descenso de las paleotemperaturas del aire y el suelo durante esa fase (0,7 y 0,5°C), que se habían deducido previamente calculando el producto de la depresión de la paleoELA (82 m), por el gradiente térmico vertical de la temperatura del aire (0,0084°C/m).

La disminución de la temperatura del aire (0,7°C) equivale casi exactamente al incremento observado en el presente en ese parámetro con respecto a la Pequeña Edad del Hielo, teniendo en cuenta que el promedio global de la serie 1980-1999 aumentó 0,5°C con respecto al periodo 1850-1899 (IPCC, 2007), y en los últimos 50 ó 60 años se ha detectado por término medio un calentamiento de 0,1°C por década en el sector de la troposfera que se encuentra sobre los Andes Centrales, según Vuille et al (2008).

La reconstrucción del balance de masa de los paleoglaciares proporcionó una estimación de 452 mm anuales para la paleoprecipitación de la Pequeña Edad del Hielo. Ese fue el valor que fue necesario introducir en el nivel de la estación 1 (4886 m) del modelo para que la ELA climática se nivelase con la ELA geomorfológica (5886 m), como las hipótesis de la investigación que se plantearon en el apartado 1.3 sugieren que debió suceder durante la culminación de la expansión glacial.

El avance de las masas de hielo a pesar del descenso de la paleoprecipitación en un 8,5% con respecto al presente se explica porque como consecuencia de la depresión de la paleotemperatura la humedad del clima se incrementó en realidad un 13%, según se dedujo de la comparación de los correspondientes diagramas bioclimáticos.

Aunque debido a que la altitud en la que se encuentran está por encima del intervalo de exigencia ecológica de los líquenes no ha sido posible establecer la cronología de las morrenas de la Pequeña Edad del Hielo del Nevado Coropuna empleando técnicas de liquenometría, es posible proponer un intervalo cronológico para esa fase:

- La expansión de los paleoglaciares del sector NE del complejo volcánico tuvo que producirse en el siglo XVII, coincidiendo con el periodo de máxima acumulación registrada en los testigos de hielo del glaciar Quelccaya, deducida del tratamiento de la base de datos de Thompson et al (1992), y los máximos avances datados por liquenometría en la Cordillera Blanca (Solomina et al., 2008) y la Cordillera Real de Bolivia (Rabatel et al., 2008; Rabatel, 2005; Rabatel et al., 2005). No obstante a diferencia de lo sucedido en esas regiones, donde al avance principal le sucedieron varios reavances de menor entidad, las formas morrénicas cartografiadas demuestran que los paleoglaciares del Nevado Coropuna experimentaron una única fase de progresión. Es probable que ese hecho se deba a que como consecuencia del aumento de la aridez del clima hacia el Sur y el Oeste de los Andes Centrales la paleoprecipitación sólo alcanzase el umbral mínimo necesario durante el máximo incremento de la humedad regional.
- La fase deglaciación no debió comenzar en el complejo volcánico hasta finales del siglo XIX, cuando terminó el periodo frío identificado por Thompson et al. (1986) en los isótopos de oxígeno de los nevados Quelccaya y Huascarán. Su retraso con relación a la Cordillera Blanca y la Cordillera Real se explica porque el incremento de la aridez eleva las ELAs del Nevado Coropuna con relación a esas regiones, considerablemente más húmedas.

#### 4.6.6. Modelo del balance de masa de los paleoglaciares del Último Máximo Glacial Regional

El modelo del balance de masa de los glaciares actuales también permitió construir una simulación equivalente del Último Máximo Glacial Regional, sustrayendo en el nivel de la estación 1 (4886 m) la depresión de las paleotemperaturas del aire y el suelo (6,6 y 4,4°C) y ensayando sucesivos valores de precipitación hasta lograr que la ELA climática se situase en el nivel de la ELA geomorfológica (5179 m).

La precipitación estimada por ese procedimiento (525-526 mm) implica un incremento de un 6,4% con respecto al presente (494 mm), y conjuntamente con la depresión de la paleotemperatura del aire (6,6°C) produce una ampliación de un 49% del área del diagrama bioclimático que representa la intensidad y duración de la estación húmeda. El aumento de la humedad explica la magnitud alcanzada por las masas de hielo durante esa fase. Como la presencia del altiplano impuso una limitación topográfica al descenso de los paleoglaciares, las condiciones paleoclimáticas se tradujeron en el notable incremento del volumen de los aparatos que reflejan las grandes dimensiones de las morrenas de ese periodo en el sector NE.

La estimación de la depresión de la paleotemperatura del aire (6,6°C) es coherente con diferentes trabajos que sugirieron un enfriamiento pantropical superior a 5°C:

- Paleotemperaturas de la superficie del mar en regiones tropicales del Pacífico oriental (Beck et al., 1992; Beck et al., 1997; Pisias & Mix, 1997) y el Atlántico occidental (Guilderson et al., 1994).
- Pólenes de Papúa Nueva Guinea (Walker & Fleney, 1979) y la región de Piauí, al SE de Brasil (Colinvaux et al., 1996).
- Paleotemperatura de disolución de gases nobles en aguas interestratificadas, en la misma región brasileña (Stute et al., 1995).
- Proporción de isótopos de oxígeno ( $\delta O^{18}$ ) en los testigos de hielo del Nevado Huascarán (Thompson et al., 2000).
- Modelos del balance de masa de paleoglaciares próximos a la localidad de Cochabamba, al Oeste de Bolivia (Kull et al., 2008).
- Depresión de la *snowline* del Nevado Huaytapallana (Seltzer, 1987) y las paleoELAs del Mauna Kea (Blard et al., 2007), el macizo del Rwenzori, el Monte Kenya y el Kilimanjaro (Kaser & Osmaston, 2002).
- Modelo regional de las *snowlines* de los Andes Centrales (Klein et al., 1999).

En un principio la mayoría de las investigaciones concluyeron que las condiciones ambientales en los Andes Centrales durante el Último Máximo Glacial debieron ser más áridas que las actuales, como señalaron distintas publicaciones:

- Análisis de *snowlines* (Fox, 1993; Fox & Bloom, 1994; Satoh, 1979; Seltzer, 1987).
- Modelos climáticos (Kutzbach & Guetter, 1986; Manabe & Hahn, 1977).

Sin embargo el modelo del balance de masa de los paleoglaciares del Nevado Coropuna elaborado en el presente trabajo ha revelado que el clima fue más húmedo, coherentemente con las conclusiones alcanzadas por otros autores:

- Depresión de las *snowlines* (Hastenrath, 1971; Hastenrath, 1967; Wright, 1983).
- Modelo regional de las *snowlines* de los Andes Centrales (Klein et al., 1999).
- Testigos de sedimentos procedentes de lagos del altiplano (Fritz et al., 2007; Fritz et al., 2004; Seltzer, 1994).

#### 4.6.7. **Forzamientos del modelo del balance de masa de los glaciares actuales**

El modelo del balance de masa de los glaciares actuales permitió ensayar sucesivos incrementos de las temperaturas del aire y el suelo en intervalos de 0,5°C, hasta provocar el ascenso de la ELA climática sobre el límite superior de las masas de hielo. El experimento se planteó asumiendo que cuando la ELA climática alcanzase ese nivel crítico desaparecería la zona de acumulación y los glaciares quedarían condenados a desaparecer en el plazo de tiempo que las condiciones ambientales necesitasen para fundir la masa de hielo restante. Los ensayos se completaron forzando las temperaturas y la precipitación con las variaciones observadas desde la Pequeña Edad del Hielo (-0,7°C y -8,4%). El modelo indicó que en ese caso entrarían en un estado terminal previo a su desaparición los cuatro aparatos cuyas cabeceras se encuentran en cotas menos elevadas (Santiago 2 y Queñua Ranra 1, 2 y 3).

Los resultados de las simulaciones se contrastaron con las previsiones del IPCC sobre el calentamiento global en la última década del siglo XXI, en los escenarios de emisión de gases de efecto invernadero definidos por Nakicenovic & Swart (2000).

- La comparación de los forzamientos aplicados exclusivamente a la temperatura del aire indicó que incluso en caso de haberse mantenido el nivel de emisiones del año 2000 los glaciares Santiago 2 y Queñua Ranra 1, 2 y 3 se encontrarían en estado terminal a finales del siglo XXI, al igual que demás aparatos (Santiago 1 y Queñua Ranra 4 y 5) en el siguiente escenario más contaminante (B1).
- Los ensayos que incrementaron las dos temperaturas mostraron que el primer grupo de glaciares alcanzaría esa fase previa a su desaparición en el escenario B1, y el resto en el escenario A2 (el segundo menos contaminante).
- La elevación de la ELA climática sobre el conjunto del sistema glaciar requirió un calentamiento de 2,0°C en la temperatura del aire (que se alcanzaría a finales de siglo en el escenario A1T) ó 4,0°C en las temperaturas del aire y el suelo (que sucedería en el escenario A1F1, el más contaminante de todos).

Los resultados de los forzamientos de las temperaturas se confrontaron con dos versiones de una simulación del calentamiento del perfil vertical de la troposfera sobre la cordillera panamericana (Bradley et al., 2006; Vuille et al., 2008; Bradley et al., 2004).

- La versión de Bradley et al (2004) sugiere un calentamiento de ~2,5°C en la posición del Nevado Coropuna en la última década del siglo XXI. Los forzamientos que aplicaron ese incremento térmico exclusivamente a la temperatura del aire dejaron en estado terminal todos los glaciares del sector NE, y los que aumentaron las dos temperaturas permitieron que el glaciar Santiago 1 conservase todavía una zona de acumulación.
- La versión de Bradley et al (2006) y Vuille et al (2008) pronostica el calentamiento en cuatro décadas del siglo XXI (2026-2035, 2046-2055, 2066-2075 y 2090-2099), permitiendo clasificar los glaciares del Nevado Coropuna en tres conjuntos. El primero (glaciar Queñua Ranra 2) podría entrar en un estado terminal entre 2026 y 2035, con un incremento de temperatura de 0,25 a 1,0°C; el segundo (glaciares Santiago 2 y Queñua Ranra 1 y 3) de 2026 a 2055, con un aumento de 0,5 a 1,5°C, y el tercero (Santiago 1 y Queñua Ranra 4 y 5) entre 2026 y 2075, con un calentamiento de 1,0 a 3,0°C.

Los resultados presentaron una buena correlación con los pronósticos que se elaboraron en el capítulo 3 empleando como referencia las tendencias observadas en las superficies y ELAs. Las previsiones obtenidas por ambos procedimientos pusieron de manifiesto que existe una elevada probabilidad de que a lo largo del presente siglo se produzca una drástica reducción de las reservas hídricas, recomendando que se emprenda urgentemente la planificación de políticas de mitigación de sus efectos en la población y sus actividades económicas.





## **Capítulo 5**

# **CRONOLOGÍAS ABSOLUTAS DEL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL REGIONAL Y LAS ERUPCIONES VOLCÁNICAS HOLOCENAS**





## 5.1. INTRODUCCIÓN

En la cartografía geomorfológica que se presentó en el capítulo 2 (figura 2.156) se definieron las fases que explican la evolución volcánica y glacial del Nevado Coropuna y se establecieron sus cronologías relativas. A continuación (capítulo 3) se analizaron las tendencias de las superficies y ELAs en todas las fases y se elaboraron pronósticos de futuro basados en ambos indicadores. Posteriormente (capítulo 4) se elaboraron modelos del balance de masa que se utilizaron como instrumento para evaluar el impacto del cambio climático en los glaciares o paleoglaciares de cada periodo, así como los efectos que tendría el calentamiento global previsto para las próximas décadas por el *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC).

Para comparar los resultados correspondientes al Último Máximo Glacial Regional con datos procedentes de otras regiones y establecer correlaciones con *proxys* paleoclimáticos, es preciso determinar las cronologías absolutas del último máximo avance de los paleoglaciares en cada quebrada, al igual que para confirmar el carácter reciente de las erupciones que emitieron coladas de lava durante el Holoceno. En los siguientes apartados se van a explicar los procedimientos que se utilizaron para realizar esas dataciones, cuyos resultados se confrontarán con cronologías establecidas en otros sectores de la cordillera y distintas partes de la Tierra.

Las primeras fechas de fases glaciales de los Andes Centrales fueron establecidas durante el último tercio del siglo XX por el método del carbono-14 en la región de Junín (Hansen et al., 1984; Wright, 1983; Wright, 1984), la cordillera Vilcanota (Mercer, 1983; Mercer & Palacios, 1977) y la Cordillera Real (Argollo, 1982; Lauer & Rafiqpoor, 1986). Sin embargo la aplicación de ese procedimiento de datación era problemática, debido a la dificultad para encontrar materia orgánica en los depósitos morrénicos como consecuencia de las elevadas altitudes en las que se encuentran. En el presente trabajo se emplearon las técnicas de datación que se vienen empleando durante los últimos años en este tipo de investigaciones, basadas en la acumulación de cosmonucleidos en la superficie de las rocas.

## 5.2. OBJETIVOS

El **objetivo general** de la quinta etapa de la investigación consistió en determinar las cronologías absolutas del Último Máximo Glacial Regional, el posterior proceso de deglaciación y las erupciones volcánicas holocenas, estableciendo correlaciones con *proxys* paleoclimáticos y fechas a escala regional y global. Con esa finalidad se plantearon los siguientes **objetivos específicos**:

- 1) Seleccionar en el mapa geomorfológico unidades representativas de las fases glaciales y volcánicas previstas por el objetivo general.
- 2) Recoger muestras de las superficies de las unidades seleccionadas realizando las mediciones necesarias para evaluar la acumulación de cosmonucleidos de cloro-36.
- 3) Preparar y enviar las muestras a laboratorios externos para que determinen la concentración de isótopos de cloro-36.
- 4) Procesar los resultados de los análisis para establecer las edades de exposición a la radiación cósmica de las superficies de las que proceden las muestras.
- 5) Correlacionar los resultados con *proxys* paleoclimáticos y edades de exposición procedentes de otras regiones de los Andes Centrales y el planeta Tierra.

## 5.3. METODOLOGÍA

Para conocer las cronologías absolutas del Último Máximo Glacial Regional, el posterior proceso de deglaciación y las erupciones volcánicas holocenas se recogieron muestras de las superficies de formas morrénicas, umbrales rocosos con pulimentos y estrías de origen glaciar y coladas de lava, y se establecieron sus edades de exposición a la radiación cósmica midiendo la concentración de cosmonucleidos de cloro-36.

En los siguientes apartados se explican los fundamentos teóricos del método de datación, ampliamente descritos en Zreda & Phillips (2000), y el procedimiento mediante el que se aplicaron en el presente trabajo de investigación.

### 5.3.1. Fundamentos teóricos de las técnicas de datación cosmogénica

#### 5.3.1.a) Conceptos elementales: nucleidos isótopos, isótopos del cloro y cosmonucleidos

El término nucleido se emplea genéricamente para denominar a cualquiera de las formas que puede presentar el núcleo de un átomo. Los nucleidos isótopos son átomos de un mismo elemento químico cuyo núcleo contiene igual cantidad de protones pero diferente cantidad de neutrones. Por esa razón tienen el mismo número atómico, que indica la cantidad de protones, y distinto número másico, que expresa la cantidad total de protones y neutrones que forman el núcleo.

Los isótopos se denominan con el nombre del elemento químico seguido por el número másico (carbono-14) o en forma simbólica ( $^{14}\text{C}$ ). En la naturaleza existen alrededor de 300 isótopos estables y 1200 isótopos no estables o radiactivos. Los primeros se consideran estables porque tienen un tiempo de desintegración extremadamente prolongado, incluso comparándolo con la edad del planeta Tierra. Los segundos tienen un periodo de desintegración mucho más reducido y un núcleo inestable, como consecuencia del número desigual de neutrones y protones. Cuando los isótopos radioactivos se transforman en isótopos estables emiten energía en forma de partículas subatómicas alfa ( $\alpha$ ) y beta ( $\beta$ ) o rayos gamma ( $\gamma$ ), que pueden detectarse con un contador geiger o película fotográfica.

El cloro (Cl) es un elemento químico del grupo de los halógenos que tiene número atómico 17 y en estado puro forma dicloro, un gas tóxico 2,5 veces más pesado que el aire. No obstante a causa de su elevada reactividad no suele encontrarse en estado puro. En la naturaleza existen dos isótopos estables de cloro (cloro-35 y cloro-37) y uno radioactivo o inestable (cloro-36). El más abundante es el cloro-35, con algo más de tres cuartas partes del total (75,77%), el cloro-37 representa casi una cuarta parte (24,23%) y el cloro-36 es mucho más raro, con una relación aproximada de  $700 \times 10^{-15}:1$ .

- Los isótopos radioactivos aparecen en concentraciones muy bajas, que pueden medirse empleando un espectrómetro de masas (Zreda & Phillips, 2000; Elmore et al., 1979; Elmore & Phillips, 1987; Jull et al., 1992; Klein et al., 1982; Middleton et al., 1983).
- Los isótopos estables son notablemente más abundantes y pueden cuantificarse por espectrometría de gases nobles (Craig & Poreda, 1986; Kurz, 1987).

La radiación cósmica incidente desencadena reacciones nucleares en la superficie de las rocas que producen un tipo de isótopos denominados nucleidos cosmogénicos o cosmonucleidos. Su tasa de acumulación es proporcional a la intensidad de la radiación y a su concentración previa en la superficie de la roca.

### 5.3.1.b) Partículas subatómicas que activan la producción de cosmonucleidos

Las partículas subatómicas que activan las reacciones nucleares que producen cosmonucleidos son de tres tipos: neutrones secundarios rápidos o *secondary fast neutrons* (Yokoyama et al., 1977), neutrones térmicos o *thermal neutrons* (Fabryka-Martin, 1988; Davis & Schaeffer, 1955; Phillips et al., 1986) y muones negativos lentos o *negative slow muons* (Fabryka-Martin, 1988; Kubik et al., 1984; Zedra et al., 1990; Zedra et al., 1991; Nishiizumi et al., 1986).

#### NEUTRONES SECUNDARIOS RÁPIDOS

Los neutrones secundarios rápidos forman la mayor parte de la radiación cósmica que llega a superficie de la Tierra. Son partículas de alta energía (40-300 MeV) cuyo impacto genera un tipo de reacciones nucleares denominadas reacciones de espalación, durante las que los núcleos atómicos expulsan gran cantidad de partículas. La energía del flujo de los neutrones secundarios rápidos se atenúa cuando pasa a través de la atmósfera (Zreda & Phillips, 2000; Zedra et al., 1991; Lal, 1987) o las rocas (Zreda & Phillips, 2000; Lal, 1987; Kurz, 1986), según expresa la siguiente ecuación (Zreda & Phillips, 2000):

$$-X/\lambda n \quad \text{(ecuación 1)}$$

**Donde:** **X:** espesor de la atmósfera o los materiales sólidos (g/cm<sup>2</sup>).  
 **$\lambda n$ :** longitud de onda del componente rápido del flujo (de 150 a 160 cm).

#### NEUTRONES TÉRMICOS

Cuando los neutrones rápidos atraviesan la atmósfera o las rocas pierden energía y pueden transformarse en neutrones térmicos, con entre 0,1 y 0,4 eV. La absorción de neutrones térmicos es más elevada cuando la radiación pasa a través del aire que cuando atraviesa las rocas cristalinas comunes. Por esa razón los neutrones producidos en los últimos centímetros de las rocas tienden a escaparse a la capa límite de la atmósfera en contacto con la superficie, y son absorbidos por átomos de nitrógeno (N). Esa transferencia puede causar un agotamiento relativo de los neutrones térmicos en la superficie de algunos tipos de rocas (Zreda & Phillips, 2000).

Como consecuencia de ese proceso la distribución de los neutrones térmicos en la superficie terrestre no puede describirse con una función exponencial simple (Zreda & Phillips, 2000; O'Brien et al., 1978; Yamashita et al., 1966). La presencia de neutrones térmicos alcanza una concentración máxima en profundidad de 50 g/cm<sup>2</sup> (Zreda & Phillips, 2000; Fabryka-Martin et al., 1991; Liu et al., 1994), en un nivel por debajo de la superficie que varía dependiendo de la composición química de las rocas (Zreda & Phillips, 2000; Dep et al., 1994). A mayor profundidad el flujo de neutrones térmicos decrece exponencialmente, con un ritmo semejante al de los neutrones secundarios rápidos (ecuación 1).

#### MUONES NEGATIVOS LENTOS

Al nivel del mar el flujo de muones negativos lentos es parecido al de los neutrones, y en algunos materiales puede generar una acumulación significativa de cosmonucleidos (Zreda & Phillips, 2000; Jha & Lal, 1982; Lal & Peters, 1967; Rama & Honda, 1961). Debido a su menor reactividad los muones negativos lentos pueden penetrar en el interior de las rocas a mayor profundidad, y por debajo de los 3 m pueden llegar a convertirse en el principal agente productor de cosmonucleidos (Fabryka-Martin, 1988).



### **5.3.1.c) Técnicas de datación basadas en la acumulación de cosmonucleidos**

Cuando la superficie de una roca no ha sido expuesta a la radiación cósmica, o la erosión ha sustraído la acumulación producida durante anteriores periodos de exposición, suele tener concentraciones de cosmonucleidos cercanas a cero. Si posteriormente esa superficie es expuesta a la radiación cósmica pueden desencadenarse en su interior las reacciones nucleares que activan la producción de cosmonucleidos. Como su concentración se incrementa progresivamente la acumulación de cosmonucleidos sólo depende del tiempo que dure la exposición. Por esa razón, asumiendo que la tasa de producción se mantenga constante a lo largo del tiempo, la medida de la concentración de cosmonucleidos en una muestra extraída de la superficie de una roca puede utilizarse para determinar el tiempo durante el que permaneció expuesta la radiación cósmica (Zreda & Phillips, 2000; Davis & Schaeffer, 1955; Phillips et al., 1986; Nishiizumi et al., 1986; Kurz, 1986). Con ese procedimiento puede estimarse la cronología de una unidad geomorfológica calculando la edad de exposición de la superficie de una de las rocas que la constituyen, siempre que se interpretan correctamente su contexto y los procesos implicados en su modelado.

Debido a que los cosmonucleidos radioactivos tienen una vida media o tiempo de desintegración de 5,73 ka a 1,5 Ma, que se considera infinita en el caso de los gases nobles estables, Zreda & Phillips (2000) señalaron que la medida de su acumulación permite realizar dataciones comprendidas dentro de un rango entre un milenio y varios millones de años. No obstante recientemente se han publicado edades de exposición de bloques de morrenas de los Andes Centrales de sólo algunos siglos (Hall et al., 2009; Kelly et al., 2007; Kelly et al., 2008), cuyas cronologías son coherentes con el periodo atribuido en la región a la Pequeña Edad del Hielo (apartado 4.5.4.b). El problema es que el margen de error que tiene ese método de datación, del orden de varios cientos de años, es demasiado elevado para analizar ese periodo, para el que las técnicas de liquenometría han ofrecido resultados muchos más precisos (apartado 4.5.4.b).

### **5.3.1.d) Fuentes de la radiación cósmica que recibe el planeta Tierra**

La unidad básica de medida de la energía de los electrones es el electrón-voltio (eV), que equivale a la energía cinética que adquiere un electrón cuando se acelera en el vacío con una diferencia de potencial de 1 voltio. Un electrón-voltio tiene un valor determinado experimentalmente de  $1,602176462 \times 10^{-19}$  julios. Un megaelectrón-voltio (MeV) equivale a  $10^6$  eV, y un teraelectrón-voltio (TeV) a  $10^{12}$  eV. La radiación solar es de baja energía, del orden de varios cientos de MeV, y la radiación galáctica de alta energía, con un rango entre MeV y TeV.

La energía y la trayectoria de los rayos cósmicos varían durante su aproximación a la superficie de la Tierra, como consecuencia de la desviación de una parte del flujo por el campo magnético terrestre y la atenuación del resto cuando atraviesa la atmósfera. A causa de ambos factores los rayos cósmicos primarios pierden energía y se transforman en radiación cósmica secundaria, cuya cuantía depende de la latitud geomagnética, la elevación sobre el nivel del mar y la profundidad por debajo de la superficie terrestre (Zreda & Phillips, 2000). A pesar de todo una fracción de la radiación cósmica alcanza la superficie del planeta con suficiente intensidad para desencadenar la producción de cosmonucleidos en la superficie de las rocas a través de tres procesos: reacciones de espalación, activación de neutrones térmicos y captura de muones negativos (Zreda & Phillips, 2000). Para emplear la producción de cosmonucleidos como criterio de datación es preciso conocer las variaciones de la radiación cósmica en el espacio y en el tiempo, que serán explicadas en los siguientes apartados.

### 5.3.1.e) Las variaciones de la radiación cósmica en el espacio

Las mediciones realizadas en diferentes partes de la Tierra han indicado que la intensidad de la radiación cósmica en un punto de la superficie del planeta es directamente proporcional a su altitud y latitud. Las intensidades más altas se dan en altitudes y latitudes elevadas y las más bajas suceden al nivel del mar y en latitudes próximas al Ecuador. Lal (1991) enunció una ecuación polinomial cúbica que sirve para calcular un factor de escala (y) con el que puede estimarse la tasa de producción de cosmonucleidos en cualquier posición de la superficie terrestre. La ecuación tiene la siguiente expresión matemática:

$$y = a + bx + cx^2 + dx^3 \quad (\text{ecuación 2})$$

**Donde:**

y: factor de escala.

x: elevación sobre el nivel del mar (km).

a, b, c y d: parámetros dependientes de la latitud.

Para calcular el factor de escala los parámetros a, b, c y d de la ecuación 2 deben sustituirse por los valores de la tabla de la figura 5.1 correspondientes a su latitud.

Latitud	a	b	c	d
0	0,5790	0,4482	0,1723	0,0359
10	0,5917	0,4415	0,1944	0,0363
20	0,6691	0,4764	0,2320	0,0435
30	0,8217	0,6910	0,1712	0,0822
40	0,9204	0,8849	0,2487	0,1031
50	0,9865	1,0298	0,2992	0,1333
60-90	1,0000	1,0889	0,3105	0,1382

**Figura 5.1:** factores a, b, c y d de la ecuación del factor de escala, enumerados en intervalos de 10° de latitud.

La tasa de producción de un cosmonucleido en cualquier posición de la superficie terrestre (P) puede calcularse mediante el producto del factor de escala (y) por el sumatorio de las tasas parciales de producción de las reacciones nucleares características de cada cosmonucleido. Las tasas de producción han sido determinados experimentalmente en diversos trabajos (Zreda & Phillips, 2000; Nishiizumi et al., 1986; Cerling & Craig, 1994; Jull et al., 1994; Poreda & Cerling, 1992), con los resultados que se resumen en la tabla de la figura 5.2.

TASAS PARCIALES DE PRODUCCIÓN DE COSMONUCLEIDOS				
Modificado de Zreda & Phillips (2000)				
Isótopo	Tipo de reacción	Tasa de producción	Tiempo promediado	Referencia
<sup>21</sup> Ne	Espalación	45 átomos/g olivino/año	17,8 ka calendáricos	Poreda & Cerling (1992)
<sup>3</sup> He	Espalación	115 átomos/g olivino/año	2,2-14,5 <sup>14</sup> C ka	Cerling & Craig (1994)
<sup>10</sup> Be	Espalación Captura de muones	5 átomos/g de SiO <sub>2</sub> /año 1 átomo/g de SiO <sub>2</sub> /año	11,0 ka calendáricos (estimado)	Nishiizumi et al. (1986)
<sup>14</sup> C	Espalación	20 átomos/g basalto/año	17,8 ka calendáricos	Jull et al (1994)
<sup>26</sup> Al	Espalación Captura de muones	30 átomos/g de SiO <sub>2</sub> /año 6 átomo/g de SiO <sub>2</sub> /año	11,0 ka calendáricos (estimado)	Nishiizumi et al. (1986)
<sup>36</sup> Cl	Espalación de <sup>39</sup> K Espalación de <sup>40</sup> Ca Activación de <sup>35</sup> Cl	192,82 átomos/g de <sup>39</sup> K/año 72,50 átomos/g de <sup>40</sup> Ca/año 313,5/g de <sup>35</sup> Cl /año	2,2-55,0 ka calendáricos	Phillips et al. (1993) Zreda (1994)

**Figura 5.2:** resumen de las reacciones nucleares que activan la producción de algunos tipos de cosmonucleidos y sus tasas correspondientes, determinadas experimentalmente.

### 5.3.1.f) Las variaciones de la radiación cósmica en el tiempo

La radiación cósmica que recibe la Tierra varía con el tiempo como consecuencia de los cambios que experimentan el campo geomagnético, que desvía parte del flujo, y las dos fuentes principales de radiación, el Sol y la Vía Láctea. Las variaciones se producen con diferentes escalas de tiempo:

- **En el campo geomagnético:** de 1 a 10 ka o en ciclos de 0,1 ka.
- **En la radiación solar:** entre algunos años y varios siglos.
- **En la radiación cósmica galáctica:** superior al millón de años.

Como ha sido señalado con anterioridad, Zreda & Phillips (2000) sugirieron que las técnicas de datación basadas en la acumulación de cosmonucleidos podían emplearse para establecer cronologías comprendidas entre un milenio y varios millones de años, de modo que las variaciones a corto plazo de la polaridad magnética y la actividad solar se encontrarían por debajo, y los cambios en la radiación cósmica galáctica por encima de su rango habitual de aplicación. Desde ese punto de vista la influencia de esos procesos en el resultado final sería prácticamente imperceptible, y las oscilaciones a largo plazo del campo geomagnético terrestre (entre 1 y 10 ka) serían el principal factor de variación de la radiación cósmica incidente que debería ser tenido en consideración para determinar la edad de exposición de la superficie de una roca.

Las evidencias de los cambios experimentados a largo plazo por la intensidad de la radiación cósmica provienen principalmente de dos fuentes (Zreda & Phillips, 2000):

#### 1) Tasas de acumulación de cosmonucleidos determinadas en diferentes materiales:

- **Carbono-14:** en sedimentos marinos (Stuiver et al., 1986).
- **Berilio-10:** en sedimentos marinos (Raisbeck & Yiou, 1984) y en el testigo de hielo de la estación Vostok, en la Antártida (Yiou et al., 1985).
- **Helio-3:** en coladas de lavas recientes de Hawai (Kurz et al., 1990).

2) **Investigaciones experimentales sobre paleomagnetismo:** para determinar la influencia de la intensidad del campo geomagnético en la producción de carbono-14 durante los últimos 80 ka (Mazaud et al., 1991).

Las evidencias indican que la intensidad del flujo de la radiación cósmica cambia cíclicamente entorno a un valor medio ligeramente inferior a la intensidad del flujo actual. Las variaciones de la intensidad del campo geomagnético terrestre a largo plazo pueden promediarse, pero el periodo de tiempo necesario para su integración es largo, del orden de 10 ka (figura 5.3). Zreda & Phillips (2000) expresaron esa integración mediante la siguiente ecuación:

$$G(t) = \frac{\int_0^t g(t)dt}{\int_0^t dt} \quad (\text{ecuación 3})$$

**Donde:**

**G(t):** intensidad media después de t años.

**t:** tiempo (años).

**g(t):** intensidad del campo geomagnético en función del tiempo.

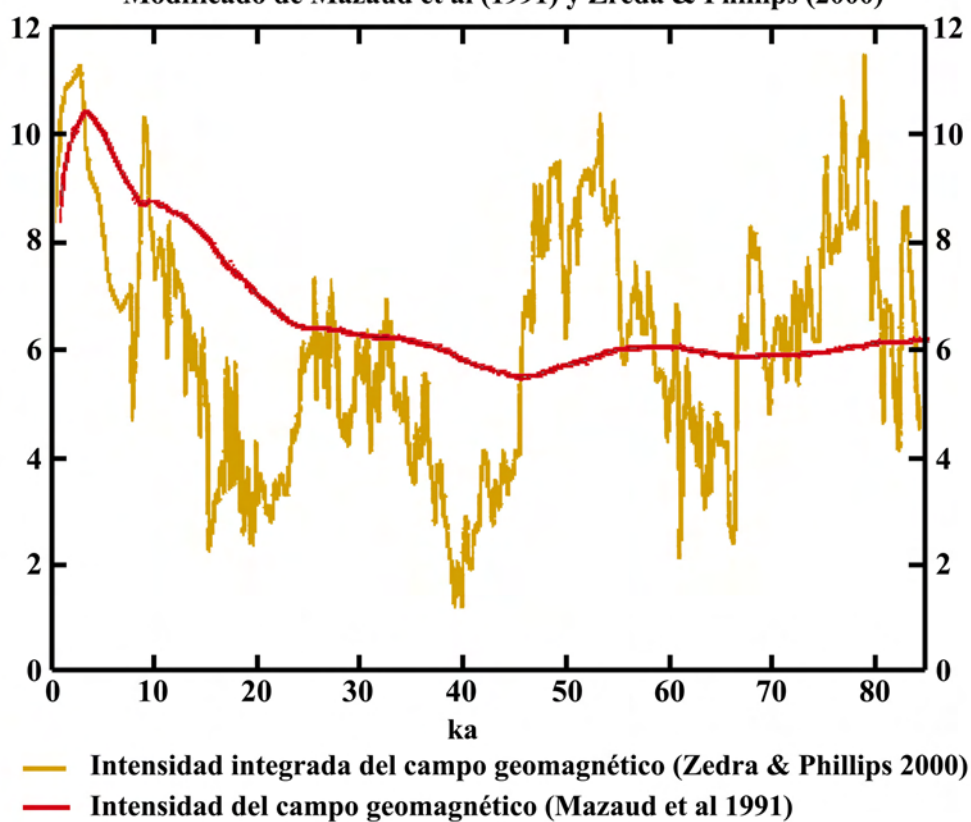


La acumulación cosmogénica en la superficie de las rocas es inversamente proporcional a la intensidad del campo magnético terrestre:

- Cuando la intensidad del campo geomagnético se eleva aumenta su capacidad para desviar la radiación cósmica y se reduce la tasa de producción de cosmonucleidos.
- Si el campo magnético terrestre se atenúa aumenta el flujo de la radiación cósmica incidente y se incrementa la producción cosmogénica.

El gráfico de la figura 5.3 representa la variación con respecto al presente de la intensidad (Mazaud et al., 1991) y la intensidad integrada (Zreda & Phillips, 2000) del campo magnético terrestre desde hace 80 ka.

**INTENSIDAD DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO DESDE HACE 85 ka**  
**Modificado de Mazaud et al (1991) y Zreda & Phillips (2000)**



El gráfico representa la variación de la intensidad media del campo geomagnético con respecto al presente expresada en  $1 \times 10^{-5}$  T (teslas)

**Figura 5.3:** intensidad e intensidad integrada del campo geomagnético durante los últimos 80 ka.

Las investigaciones de Mazaud et al (1991) y Zreda & Phillips (2000) sugirieron que después de mantenerse más o menos constante en los anteriores 50 ka, la intensidad del campo magnético terrestre aumentó durante los últimos 30 ka, provocando una reducción de la tasa de producción de cosmonucleidos.

Por esa razón para emplear las técnicas de datación basadas en la acumulación de cosmonucleidos en la superficie de las rocas es preciso aplicar un factor de corrección geomagnética, que evita que las edades de exposición sean sobre-estimadas con respecto a las cronologías reales.

La tasa de producción cosmogénica depende de la intensidad de la radiación cósmica incidente, de la cantidad de isótopos previamente acumulados en la superficie de la roca y de la probabilidad de que una reacción nuclear produzca un tipo u otro de cosmonucleido. En la tabla de la figura 5.4 se indican los tipos de reacciones nucleares que producen cada tipo de cosmonucleido y la probabilidad de que sucedan expresada en tantos por ciento, según los resultados que Zreda & Phillips (2000) recopilaron de diversas publicaciones.

### TIPOS DE REACCIONES NUCLEARES QUE PRODUCEN COSMONUCLEIDOS

(Zreda & Phillips 2000)

Nucleido	Reacción	Probabilidad (%)	Referencia
$^{36}\text{Cl}$	Espalación de $^{39}\text{K}$ y $^{40}\text{Ca}$ Activación de neutrones térmicos $^{35}\text{Cl}$ Captura de muones negativos por $^{40}\text{Ca}$	16-80 11-80 0-10	Zedra et al., (1991), modificado de Fabryka-Martin (1988)
$^{10}\text{Be}$	Espalación de $^{16}\text{O}$ Captura de muones negativos por $^{16}\text{O}$	84 16	Nishiizumi et al. (1986)
$^{26}\text{Al}$	Espalación de $^{28}\text{Si}$ Captura de muones negativos por $^{28}\text{Si}$	83 17	
$^3\text{He}$	Espalación de $^{40}\text{Ca}$ , $^7\text{Li}$ , $^{58}\text{Ni}$ , $^{64}\text{Zn}$ , $^{40}\text{K}$	>90	Kurz (1986) Lal (1987) Trull et al. (1991)

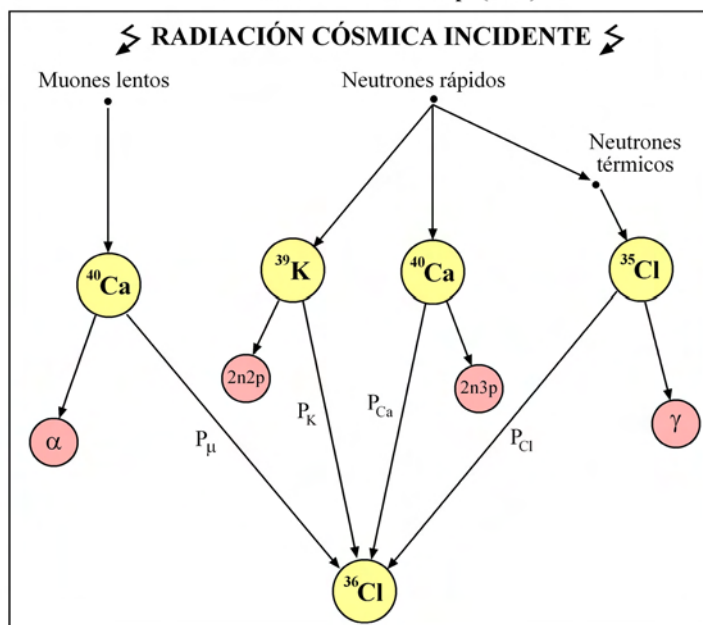
**Figura 5.4:** tipos de reacciones nucleares que activan la producción de cloro-36, berilio-10, aluminio-26 y helio-3, con indicación de la probabilidad de que sucedan (%).

El gráfico de la figura 5.5 describe las reacciones nucleares que son activadas por las partículas subatómicas que forman parte de la radiación cósmica y desencadenan la producción de cloro-36:

- Los átomos de calcio-40 generan cloro-36 capturando muones lentos, liberando en el proceso partículas subatómicas alfa.
- Las reacciones de espalación de potasio-39 y calcio-40 producen cloro-36, expulsando dos neutrones y dos protones en el primer caso, y dos neutrones y tres protones en el segundo.
- La activación de neutrones térmicos transforma cloro-35 en cloro-36 y emite radiación gamma.

### REACCIONES NUCLEARES QUE PRODUCEN $^{36}\text{Cl}$

Modificado de Zedra & Phillips (2000)



**Figura 5.5:** tipos de reacciones nucleares activadas por la radiación cósmica que producen cloro-36.

La acumulación de cosmonucleidos cosmogénicos en la superficie de las rocas depende de la tasa de producción *in situ*, y en el caso de los cosmonucleidos radioactivos, también de la disipación debida a la desintegración. Las tasas de producción y desintegración de cada cosmonucleido son diferentes.

Para una determinada tasa de producción de cosmonucleidos el número de átomos se incrementa con el tiempo según la ecuación propuesta por Zreda & Phillips (2000):

$$dN = Pdt \quad (\text{ecuación 4})$$

**Donde:** N: número de átomos.  
P: tasa de producción de cosmonucleidos (átomos/kg/año).  
t: tiempo (años).

El número de átomos isótopos radioactivos (N) decrece siguiendo una cinética de primer orden, de manera proporcional a su abundancia anterior y al valor de una constante de desintegración. Zreda & Phillips (2000) expresaron ese proceso con la siguiente ecuación:

$$dN = -\lambda Pdt \quad (\text{ecuación 5})$$

**Donde:** N: número de átomos isótopos radioactivos.  
 $\lambda$ : constante de desintegración (átomos/año).  
P: tasa de producción de cosmonucleidos (átomos/kg/año).  
t: tiempo (años).

El flujo de la radiación cósmica varía con el tiempo y se atenúa a medida que penetra en el interior de las rocas. Por eso la tasa de producción de cosmonucleidos depende del tiempo transcurrido y el nivel de profundidad por debajo de la superficie (Zreda & Phillips, 2000):

$$P = P(t)D(x) \quad (\text{ecuación 6})$$

**Donde:** P: tasa de producción de cosmonucleidos (átomos/kg/año).  
 $\lambda$ : constante de desintegración (átomos/año).  
t: tiempo (años).  
D(x): función que describe la distribución de P por debajo de la superficie de las rocas.

Todos los procesos implicados ocurren simultáneamente. Su efecto combinado fue descrito por Zreda & Phillips (2000) en la siguiente ecuación matemática:

$$\frac{dN}{dt} = P(t)D(x) - \lambda N \quad (\text{ecuación 7})$$

**Donde:** N: número de átomos.  
t: tiempo (años).  
P: tasa de producción de cosmonucleidos (átomos/kg/año).  
D(x): función que describe la distribución de P por debajo de la superficie.  
 $\lambda$ : constante de desintegración (átomos/año).

Si se asume que la tasa de producción de cosmonucleidos (P) es constante en el tiempo, se obtiene una versión simplificada de la ecuación 7 (Zreda & Phillips, 2000):

$$\frac{dN}{dt} = P - \lambda N \quad (\text{ecuación 8})$$

**Donde:** N: número de átomos.  
t: tiempo (años).  
P: tasa de producción de cosmonucleidos (átomos/kg/año).  
 $\lambda$ : constante de desintegración (átomos/año).



La aplicación de las técnicas basadas en la acumulación de cosmonucleidos para datar una muestra de roca requiere asumir que la superficie de la que procede permaneció estable desde su primera exposición a la radiación cósmica. Dicha asunción implica asumir que se cumplieron tres condiciones:

- 1) La superficie no estuvo cubierta por sedimentos. Dependiendo de su espesor, la cubierta de sedimentos habría atenuado o anulado la radiación cósmica incidente.
- 2) La superficie ni varió su emplazamiento original. De lo contrario la tasa de producción de cosmonucleidos habría sido modificada.
- 3) La superficie no fue afectada por procesos erosivos, que habrían implicado la sustracción de una parte o la totalidad de la acumulación de cosmonucleidos, provocando una reducción en el resultado del cálculo de la edad de exposición.

Para evitar los errores causados en caso de no haberse satisfecho las condiciones indicadas se han propuesto diferentes alternativas, analizando diferentes isótopos en una misma muestra (Lal, 1991) o distintas muestras de una misma superficie (Zedra et al., 1994).

Sin embargo la mejor estrategia para minimizar sus efectos consiste en seleccionar cuidadosamente las muestras (Zreda & Phillips, 2000). Esa fue la opción escogida en el presente trabajo de investigación, en el que se midió la acumulación de cloro-36 porque las rocas volcánicas no contienen cuarzo.

Además de que la superficie cuya cronología desea establecerse permaneció estable durante todo el periodo de exposición también es necesario asumir que la tasa de acumulación de cosmonucleidos fue constante. Su variación en función del tiempo está expresada por la siguiente ecuación (Zreda & Phillips, 1994; Zreda et al., 1994):

$$N = e^{-\lambda dt} \left[ \int P(t)D(x) e^{\lambda dt} dt + C e^{-\lambda dt} \right] \quad (\text{ecuación 9})$$

**Donde:**

**N:** número de átomos.

**$\lambda$ :** constante de desintegración (átomos/año).

**t:** tiempo (años).

**P:** tasa de producción de cosmonucleidos (átomos/kg/año).

**D(x):** función que describe la distribución de la tasa P debajo de la superficie.

**C:** constante de integración deducida de una condición inicial  $N=0$  para  $t=0$  (átomos).

**e:** constante de Neper (2,718..)

Asumiendo que la tasa de producción (P) es constante y la inexistencia inicial de átomos en la superficie de la roca ( $N=0$  cuando  $t=0$ ), Zreda & Phillips (1994) y Zreda et al (1994) simplificaron la ecuación 9 enunciando la siguiente expresión:

$$N = \frac{P}{\lambda} (1 - e^{-\lambda t}) \quad (\text{ecuación 10})$$

**Donde:**

**N:** número de átomos.

**P:** tasa de producción de cosmonucleidos (átomos/kg/año).

**$\lambda$ :** constante de desintegración (átomos/año).

**t:** tiempo (años).

**e:** constante de Neper (2,718...)

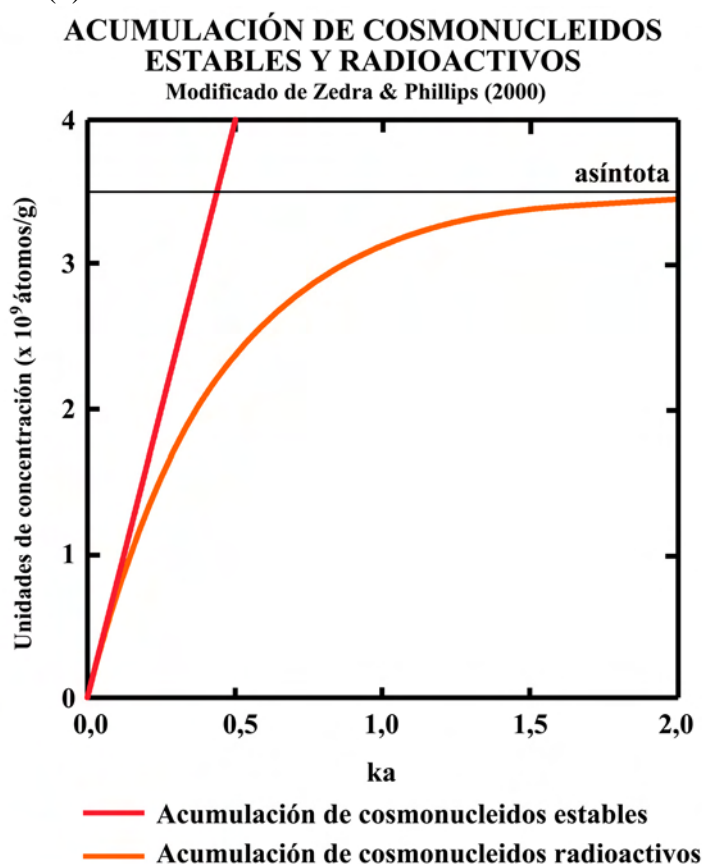
La constante de desintegración ( $\lambda$ ) de los cosmonucleidos estables, como el helio-3, equivale a 0. Partiendo de ese hecho Zreda & Phillips (2000) reformularon la ecuación 10 considerando que la constante de desintegración tendiese a 0:

$$N = \lim_{\lambda \rightarrow 0} \frac{P}{\lambda} (1 - e^{-\lambda t}) = Pt \quad (\text{ecuación 11})$$

**Donde:** N: número de átomos.  
P: tasa de producción de cosmonucleidos (átomos/kg/año).  
 $\lambda$ : constante de desintegración (átomos/año).  
t: tiempo (años).  
e: constante de Neper (2,718..)

El gráfico de la figura 5.6, modificado de Zreda & Phillips (2000), representa el incremento de la acumulación de cosmonucleidos estables y radioactivos en la superficie de una roca expuesta a la radiación cósmica durante 2 ka, sin haber estado cubierta de sedimentos ni haber experimentado procesos erosivos, asumiendo que la tasa de producción (P) y la tasa de desintegración ( $\lambda$ ) se mantuviesen constantes en el tiempo.

La acumulación de cosmonucleidos esta expresada en unidades de concentración de  $10^9$  átomos/g y su incremento por una línea cuya pendiente equivale a la tasa de producción (P). La línea que representa el incremento de la acumulación de cosmonucleidos estables es recta, porque su producción sucede indefinidamente. Sin embargo la que refleja el incremento de la acumulación de cosmonucleidos radioactivos se curva a medida que aumenta el tiempo transcurrido, tendiendo hacia un límite asintótico definido por la tasa de producción (P) y la tasa de desintegración ( $\lambda$ ).



**Figura 5.6:** acumulación de cosmonucleidos estables y radioactivos en una superficie expuesta permanentemente a la radiación cósmica durante 2 ka.

### 5.3.1.g) Determinación de las edades de exposición de las superficies de las rocas

Si se establece la tasa de producción de un cosmonucleido y se mide su concentración en una muestra de la superficie de una roca, puede conocerse su edad de exposición a la radiación cósmica mediante la aplicación de la ecuación 7. Sin embargo debido a que la expresión funcional exacta de  $P(t)$  es desconocida, la ecuación debe resolverse numéricamente (Zreda & Phillips, 2000). Esos autores simplificaron la ecuación 7 despejando la variable tiempo ( $t$ ).

$$t = \frac{-1}{\lambda} \ln \left( 1 - \frac{N\lambda}{P} \right) \quad (\text{ecuación 12})$$

**Donde:**  $t$ : tiempo (años).  
 $\lambda$ : constante de desintegración (átomos/año).  
 $N$ : número de átomos.  
 $P$ : tasa de producción de cosmonucleidos (átomos/kg/año).

A continuación, considerando que la constante de desintegración ( $\lambda$ ) tendiese a 0 obtuvieron una ecuación válida para los cosmonucleidos estables:

$$t = \lim_{\lambda \rightarrow 0} \left[ \frac{\lambda}{-1} \ln \left( 1 - \frac{N\lambda}{P} \right) \right] = \frac{N}{P} \quad (\text{ecuación 13})$$

**Donde:**  $t$ : tiempo (años).  
 $\lambda$ : constante de desintegración (átomos/año).  
 $N$ : número de átomos.  
 $P$ : tasa de producción de cosmonucleidos (átomos/kg/año).

Asumiendo que en un ambiente física y químicamente estable la tasa de producción ( $P$ ) permanezca constante, la acumulación de cosmonucleidos sólo depende del tiempo transcurrido. Por lo tanto la medida de su concentración en la superficie de una roca permite obtener una estimación de su edad de exposición aplicando las ecuaciones 11 y 12. Zreda & Phillips (2000) expusieron un ejemplo consistente en estimar la edad de exposición de la superficie de un bloque emplazado en una morrena, a 40° de latitud Norte y a una altitud de 3,2 km sobre el nivel del mar, utilizando como cronoindicador el berilio-10. Los resultados de los análisis de las muestras en el laboratorio indicaron un ratio  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  de  $(8,10 \pm 0,61) \times 10^5$  átomos de berilio-10 por gramo de óxido de silicio ( $\text{SiO}_2$ ). Con esos datos siguieron el siguiente procedimiento:

1) Utilizaron la ecuación 1 y los coeficientes de la tabla de la figura 5.1 para calcular el factor de escala, que para 40° de latitud y 3,2 km de altitud es 9,68.

2) Teniendo en cuenta que sumando los mecanismos de espalación y captura de muones la tasa de producción de berilio-10 (al nivel del mar y en latitudes >50°) es 6 átomos por gramo de óxido de silicio (figura 5.2), calcularon la producción de cosmonucleidos mediante el producto de la tasa por el factor de escala:  $P = 6 \times 9,68 = 58,08$  átomos/kg/año.

3) Finalmente, considerando que el berilio-10 tuviese una constante de desintegración de  $\lambda = 4,62 \times 10^{-7}$ /año, estimaron la edad de exposición de la superficie aplicando la ecuación 12:

$$t = \frac{-1}{\lambda} \ln \left( 1 - \frac{N\lambda}{P} \right) = \frac{-1}{4,62 \times 10^{-7}} \cdot \ln \left( 1 - \frac{(8,1 \times 10^5) \times (4,62 \times 10^{-7})}{58,08} \right) = 14,0 \pm 1,1 \text{ ka}$$

El margen de error ( $\pm 1,1$  ka) de la edad de exposición (14,0 ka) proviene de la incertidumbre en la medición del número de átomos de berilio-10 realizada por el laboratorio (Zreda & Phillips, 2000).



Además de las variaciones en el campo geomagnético y las fuentes de radiación, otros factores pueden afectar a la producción de cosmonucleidos y por lo tanto también a la determinación de las edades de exposición:

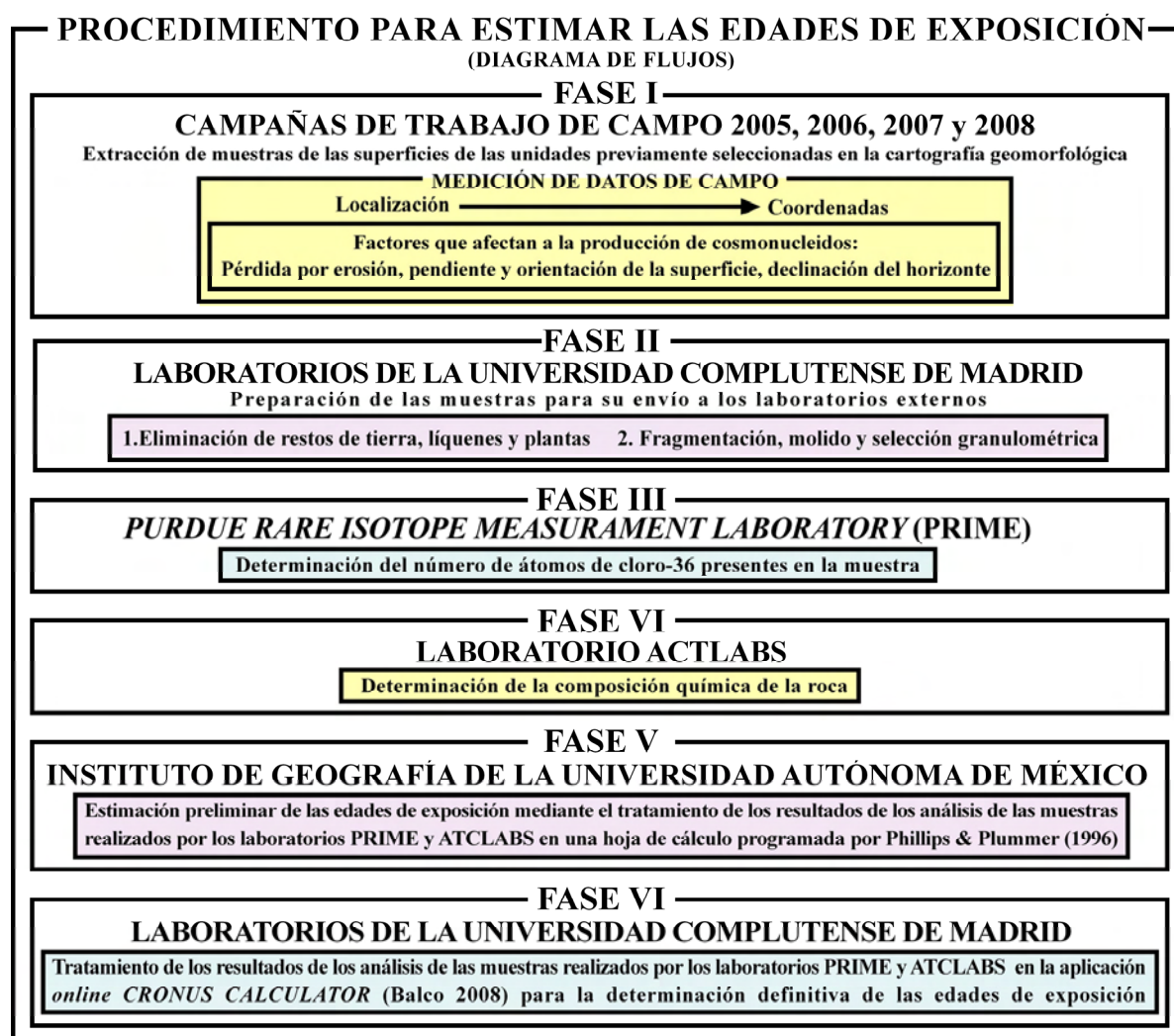
- **El relieve:** intercepta una parte de la radiación cósmica, modificando la tasa de producción.
- **La erosión:** implica la sustracción de una parte de la superficie y por lo tanto también a la cantidad de átomos acumulados en la roca.

Las edades de exposición pueden calcularse corrigiendo las distorsiones debidas a ambos factores, si previamente se realizan en el campo las necesarias operaciones de medición.

### **5.3.2. Procedimiento para aplicar los métodos de datación basados en la acumulación de cosmonucleidos en este trabajo de investigación**

La aplicación de los métodos de datación basados en la acumulación de cosmonucleidos se desarrolló en seis fases, que se han representado en el diagrama de flujos de la figura 5.7.

En el estado actual de la investigación se han completado las cinco primeras. La ejecución de la sexta fase está pendiente de que los laboratorios externos finalicen los análisis de la última remesa de muestras, que se enviaron en abril de 2009. En las páginas siguientes se explican las fases que permitieron establecer las edades de exposición.



**Figura 5.7:** diagrama de flujos describiendo en seis fases el procedimiento para establecer las edades de exposición.

### 5.3.2.a) Fase I: selección de las superficies, extracción de las muestras y evaluación de los datos de campo

#### **CRITERIOS DE SELECCIÓN DE LAS SUPERFICIES**

Como ha sido explicado para aplicar técnicas cosmogénicas de datación es necesario asumir que la tasa de producción de cosmonucleidos se mantuvo constante en el tiempo y la superficie cuya edad pretende establecerse estuvo expuesta permanentemente a la radiación cósmica, conservando su emplazamiento original y permaneciendo descubierta de sedimentos. Por lo tanto la elección de la superficie es el paso más importante del procedimiento, condiciona la fiabilidad del resultado final y requiere realizar una buena interpretación de su contexto geomorfológico. El tipo de unidades seleccionadas depende de los procesos cuyas cronologías deseen conocerse. En el presente trabajo de investigación el objetivo era determinar las cronologías de las fases de avance de las masas de hielo, el posterior proceso de deglaciación y las últimas erupciones volcánicas. Por esa razón se recogieron muestras de las superficies de bloques de las morrenas depositadas por el avance de los paleoglaciares, umbrales rocosos que quedaron expuestos a la radiación cósmica cuando se retiraron las masas de hielo y coladas de lava a las que se les había atribuido una edad holocena.

Para cumplir los requisitos exigidos se observaron los siguientes criterios de selección:

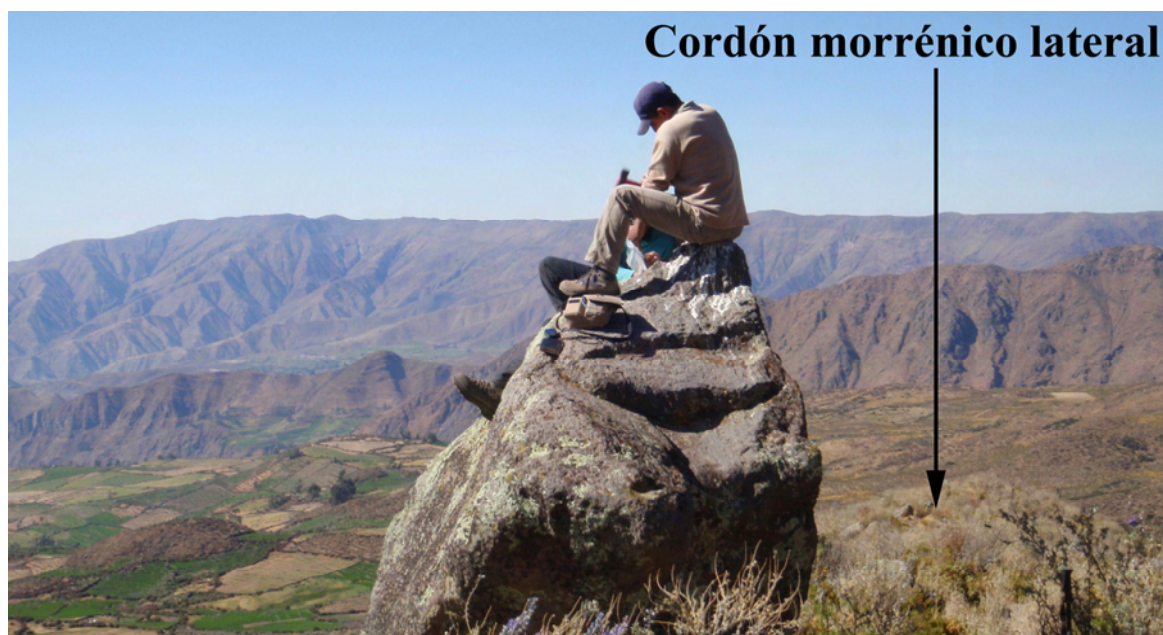
- 1) Los bloques morrénicos** debían estar situados en la cresta de las morrenas (figura 5.8), donde su contexto y su tamaño permitieran suponer que conservaban la misma posición que cuando fueron depositados por las masas de hielo. De ese modo se eliminaría la posibilidad de que procediesen de desprendimientos, hubieran experimentado deslizamientos o movimientos rotacionales o hubiesen estado cubiertos por sedimentos con posterioridad a su emplazamiento.
- 2) Los umbrales rocosos** tenían que conservar el pulimento y las estrías de origen glaciar (figura 5.9) que asegurase que se trataba de los lechos sobre los que se habían deslizado las masas de hielo y que no habían experimentado pérdidas significativas por erosión. Además la localización de esos umbrales en posiciones suficientemente elevadas demostraría que tampoco estuvieron tapadas por sedimentos.
- 3) En las coladas de lava** se seleccionarían superficies de brechas que conservasen las microestructuras generadas por el proceso de enfriamiento (figura 5.10), indicando que no habían experimentado pérdidas por erosión, y se encontrasen en posiciones suficientemente elevadas para poder suponer que jamás estuvieron recubiertas de sedimentos.

Para validar las edades de exposición se comprobó su coherencia con:

- 1) La cronología relativa previamente asignada en la cartografía geomorfológica.
- 2) La reconstrucción de la secuencia completa de las fases de avance y retroceso de las masas de hielo y las erupciones volcánicas.
- 3) El contexto deducido de *proxys* paleoclimáticos, en las formas de origen glaciar.
- 4) Las fechas atribuidas a las erupciones de otros centros volcánicos de la región, en las coladas de lava.

En las fotografías de la página siguiente se presentan tres unidades que cumplieron los criterios de selección: un bloque morrénico de la quebrada Viques, al SE del Nevado Coropuna (figura 5.8), el umbral de salida de la laguna Pallarcocha, al Oeste del complejo volcánico (figura 5.9) y la superficie de una lava en Sacsay Huaman, en el valle alto del Colca (figura 5.10).





**Figura 5.8:** bloque morrénico en la quebrada Viques, en el cuadrante SE del Nevado Coropuna.



**Figura 5.9:** umbral de salida de la laguna Pallarcocha, al Oeste del Nevado Coropuna.



**Figura 5.10:** superficie de una colada de lava en Sacsay Huaman, en el valle alto del Colca.



## **EXTRACCIÓN DE LAS MUESTRAS Y EVALUACIÓN DE LOS DATOS DE CAMPO**

La extracción de las muestras se realizó utilizando mazo y cincel, picando la superficie de la roca hasta obtener un peso aproximado de 1 kg. Como el flujo de la radiación cósmica se atenúa rápidamente en profundidad (Gosse & Phillips, 2001), se procuró escoger la capa más superficial de la roca (<5 cm).

En la fotografía de la figura 5.11 se ha señalado el negativo que dejó la extracción de una muestra en la superficie de un bloque de la morrena septentrional de la quebrada Hualca Hualca, que se encuentra en la vertiente oriental del estratovolcán que se denomina de la misma manera.

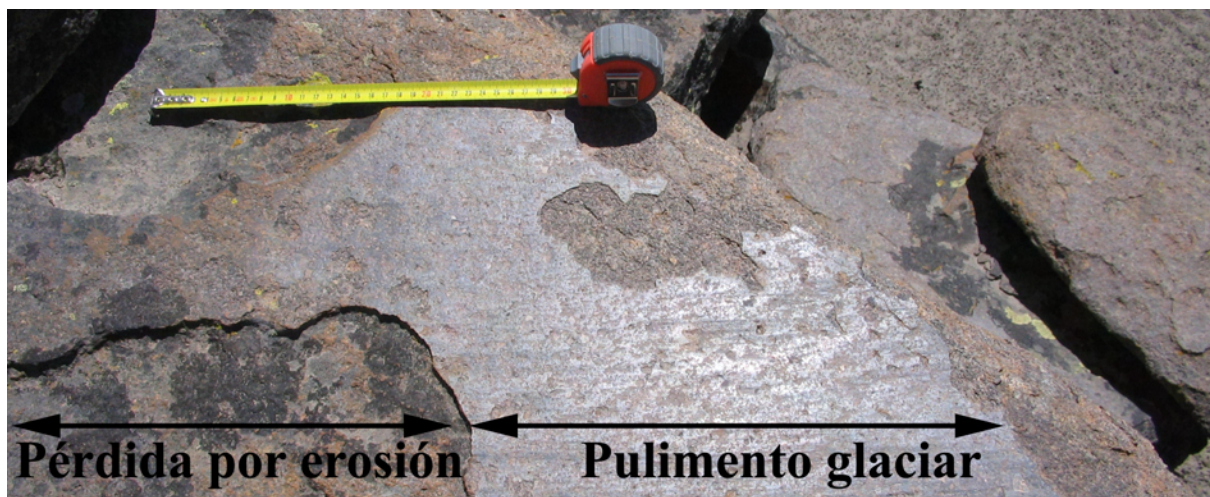


**Figura 5.11:** huella de la extracción de la muestra en la superficie de un bloque morrénico.

Después de extraer las muestras de las superficies de las rocas se registraron los datos de campo necesarios para ajustar la tasa de producción de cosmonucleidos en las fases V y VI del procedimiento:

- 1) Coordenadas UTM, con el datum WGS de 1984, utilizando un GPS.
- 2) Lado mayor, lado menor y espesor de los bloques (cm), con una cinta métrica.
- 3) Pérdida por erosión de la superficie muestreada (mm), con un flexómetro.
- 4) Pendiente y orientación de la superficie (grados sexagesimales), con una brújula y un clinómetro con  $\pm 0,20-0,50^\circ$  y  $\pm 0,25-0,50^\circ$  de precisión, respectivamente.
- 5) Intervalos de declinación del horizonte (grados sexagesimales), con la brújula y el clinómetro.





**Figura 5.12:** umbral rocoso con pulimento de origen glaciar en una lava del altiplano de Pata Pampa, al Este del complejo volcánico Ampato Sabancaya-Hualca Hualca.

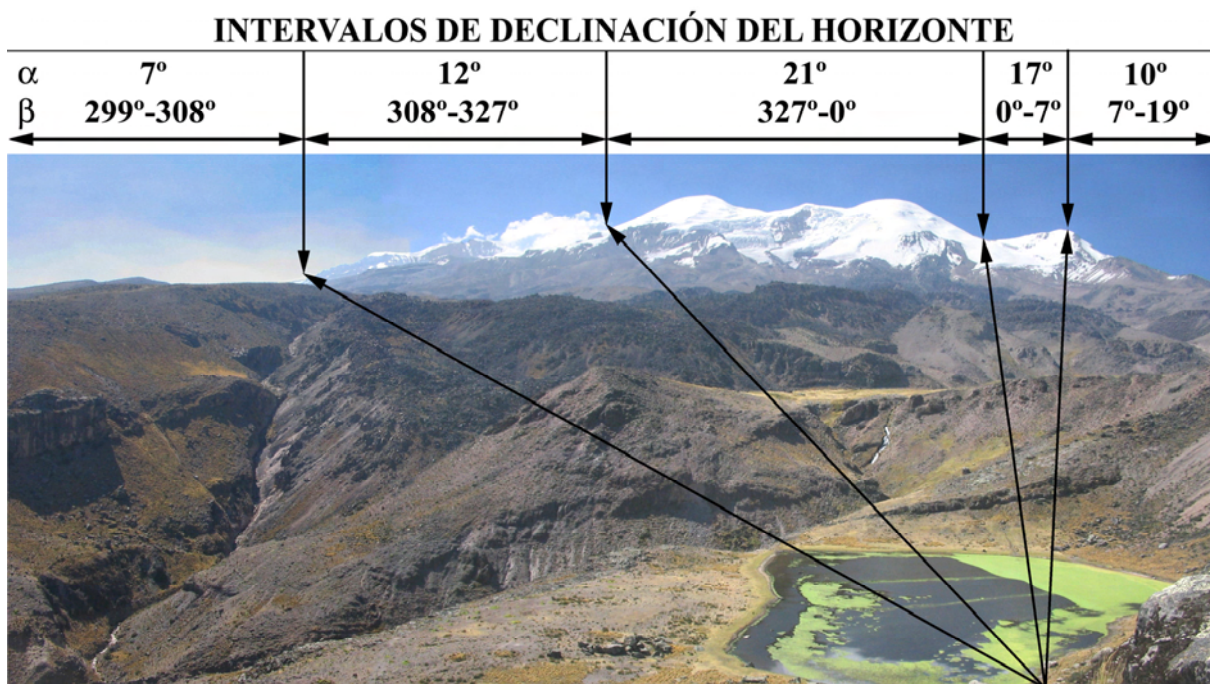
La figura 5.12 es una fotografía de la superficie de un umbral rocoso del altiplano de Pata Pampa, diferenciando una parte que conserva una capa con pulimento de origen glaciar y otra en la que su descamación produjo una pérdida por erosión de 5 mm.

En la fotografía de la figura 5.13, una investigadora mide los intervalos de declinación del horizonte utilizando un clinómetro y una brújula con visor.



**Figura 5.13:** medición de los intervalos de declinación del horizonte con un clinómetro y una brújula.

En la panorámica de la figura 5.14 se han señalado los intervalos ( $\beta$ ) de declinación ( $\alpha$ ) del horizonte, junto con las visuales lanzadas para su determinación con el clinómetro y la brújula, desde una posición elevada sobre la laguna de Cara Cara, al SE del complejo volcánico Nevado Coropuna.



**Figura 5.14:** intervalos de declinación del horizonte y visuales lanzadas para su determinación.



### 5.3.2.b) Fase II: preparación de las muestras para su envío a los laboratorios externos

La segunda fase del procedimiento para establecer cronologías absolutas de las fases volcánicas y glaciares, estimando las edades de exposición a la radiación cósmica de superficies de unidades geomorfológicas, consistió en preparar las muestras para su envío a los laboratorios externos siguiendo el siguiente protocolo:

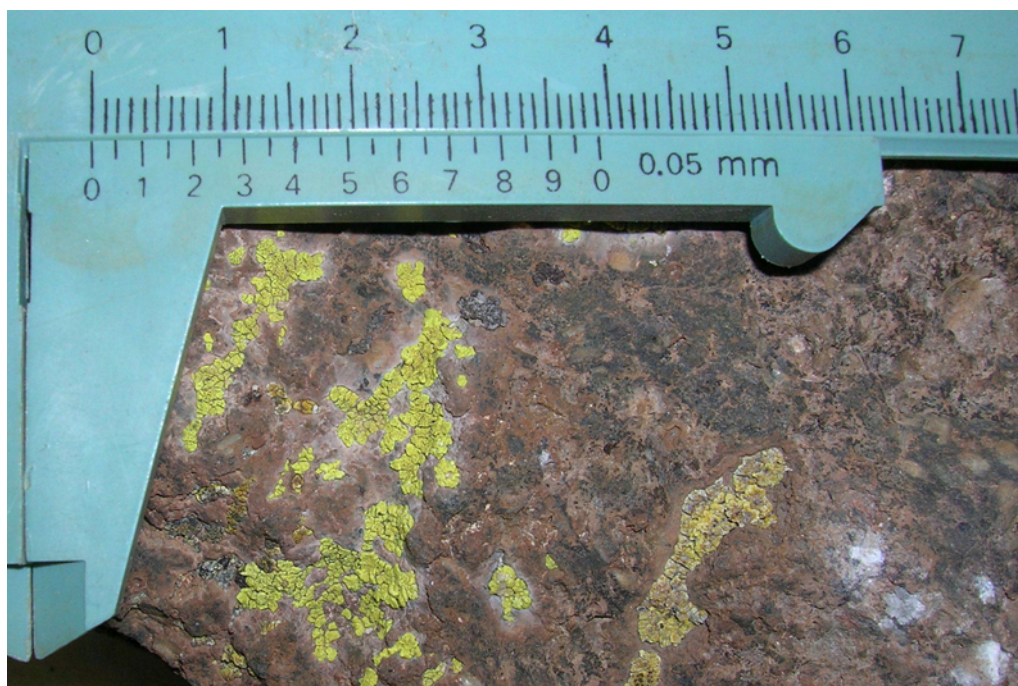
- 1) Limpieza de las rocas para eliminar la contaminación producida por adherencias de materia orgánica e inorgánica, utilizando cepillos de alambre y espátulas.
- 2) Selección de una parte de la muestra con un espesor homogéneo.
- 3) Fragmentación de las rocas en pedazos de tamaño  $\leq 1$  cm, golpeándolas con una maza.
- 4) Pulverización de los fragmentos en un molino mecánico hasta obtener 500 g de roca molida.
- 6) Cribado de la roca molida utilizando tamices de 0,85 y 0,15 mm, con el fin de separar tres fracciones:

- Fracción gruesa ( $>0,85$  mm): no deben descartarse porque se trata de una fracción mineral que por su dureza resiste mejor el molido, pero forma parte de la composición química de la roca y podría necesitarse más adelante.

-Fracción arena (0,85-0,15 mm): separación de una muestra de 200 g para su envío los laboratorios externos.

-Fracción fina ( $<0,15$  mm): también deben conservarse por si fuera necesario afrontar su análisis en el futuro.

A lo largo de todo el proceso se observaron las medidas necesarias para no contaminar las muestras mezclando unas con otras. La figura 5.15 es una fotografía de una muestra que aparece cubierta de líquenes. En la fotografía de la figura 5.16, puede comprobarse el aspecto de otra muestra, antes y después de limpiar la superficie de la roca.



**Figura 5.15:** detalle de la superficie de una de las muestras, cubierta de líquenes.





**Figura 5.16:** aspecto de la superficie de una de las muestras, antes y después de limpiarla de tierra y líquenes.

**5.3.2.c) Fase III: determinación de la cantidad de átomos de cloro-36**

La tercera fase del procedimiento para establecer las edades de exposición de las superficies a la radiación cósmica consistió en realizar el recuento del número de isótopos de cloro-36 presentes en las muestras, en relación con la cantidad total de átomos de cloro.

Los análisis se encargaron al laboratorio PRIME (<http://www.physics.purdue.edu/primelab/>), del Departamento de Física de la Universidad de Purdue (Estados Unidos), donde se enviaron los 200 g de cada muestra comprendidos en el intervalo de las arenas (0,85-0,15 mm) que se habían separado en la fase II.

El laboratorio PRIME extrajo el cloro de la roca en forma de cloruro de plata (AgCl). Disolvieron las muestras en ácido, centrifugaron la disolución y la filtraron pasándola a través de una membrana de teflón de un micrón de espesor (0,001 mm).

A continuación las secaron y pesaron, separando una parte que se colocó en un soporte de cobre y se introdujo debajo de la fuente de iones de un acelerador de partículas AMS utilizando un cierre de vacío. En ese aparato se realizó la espectrometría de masas que permitió elaborar el recuento de los átomos de cloro.

En el enlace <http://www.physics.purdue.edu/primelab/MSL/Flowchart%20copy.jpg> puede consultarse una descripción completa del procedimiento de separación química del cloro, y en <http://www.physics.purdue.edu/primelab/introduction/ams.html> una explicación detallada del procedimiento para realizar la espectrometría de masas.

El laboratorio entregó los resultados en una hoja de cálculo, indicando las proporciones de cloro-36 con respecto al cloro total y de cloro-35 con relación al cloro-37.

**5.3.2.d) Fase IV: determinación de la composición química de la roca**

En la cuarta fase del procedimiento, el laboratorio ACTLABS determinó la composición química de las muestras, de la que depende la tasa de producción de cloro-36 (Phillips et al., 1986; Zreda & Phillips, 1994; Phillips, 1995) y por lo tanto también el cálculo de las edades de exposición de las superficies de las que proceden.

Para conocer los datos que se precisan para ponderar el cálculo de las edades de exposición se encargaron dos paquetes de análisis que el laboratorio ACTLABS denomina *code 4Litho* y *code 4F-B-PGNAA*.

El paquete *code 4Litho* incluye la determinación de la presencia de todos los elementos mayores (%) y elementos traza (ppm) necesarios excepto el boro, cuyo análisis se realiza dentro del paquete *code 4F*.

En los siguientes enlaces de la página del laboratorio ACTLABS (<http://www.actlabs.com/>) se describen pormenorizadamente ambos paquetes:

*Code 4Litho*: <http://www.actlabs.com/page.aspx?page=516&app=226&cat1=549&tp=12&lk=no&>

*Code 4F-B-PGNAA*: <http://www.actlabs.com/page.aspx?page=532&app=226&cat1=549&tp=12&lk=no&menu=64>

### 5.3.2.e) Fase V: estimación preliminar de las edades de exposición de las superficies

A la espera de los resultados de los análisis que actualmente están efectuando los laboratorios externos, que permitirán afrontar la fase VI del procedimiento, la quinta fase consistió en realizar una estimación preliminar de las edades de exposición mediante el tratamiento de los resultados actualmente disponibles. Las operaciones necesarias fueron realizadas por Lorenzo Vazquez Selem y Jesús Alcalá Reygosa en el Instituto de Geografía de la Universidad Autónoma de México empleando la hoja de cálculo CHLOE3 (Phillips & Plummer, 1996).

Los rangos de error de una parte de las edades de exposición, que no fueron remitidos por Lorenzo Vazquez Selem y Jesús Alcalá Reygosa, se calcularon utilizando como referencia la indeterminación indicada por PRIME en la determinación de la cantidad de cloro-36 con respecto a la cantidad total de átomos de cloro. La hoja de cálculo CHOLE3 fue programada por Phillips & Plummer (1996) para calcular edades de exposición basadas en la acumulación de cloro-36, manejando datos geoquímicos y geográficos. Para conseguir ese objetivo es necesario introducir los siguientes datos:

- 1) Número de átomos de cloro-36 presentes en cada muestra en relación con la cantidad total de cloro (figuran en la hoja de cálculo enviada por PRIME).
- 2) Proporción de los elementos mayores (%) y los elementos traza (ppm) en la composición química de cada muestra (se indica en la hoja de cálculo remitida por ACTLABS).
- 3) Datos de campo medidos durante las operaciones de extracción de las muestras: latitud, altitud, pérdida por erosión de la superficie e intervalos de declinación del horizonte.

Recientemente se ha iniciado el desarrollo de nuevos instrumentos *online* con el objetivo de homogeneizar y sistematizar el establecimiento de edades de exposición, en el marco del *Cosmic-Ray Produced Nuclide Systematics on Earth Project* (CRONUS), ampliamente descrito en los enlaces de las contribuciones al proyecto europea (<http://www.cronus-eu.net/>) y estadounidense (<http://www.physics.purdue.edu/primelab/CronusProject/cronus/>).

El uso de esas herramientas ha encontrado una amplia aceptación en trabajos de reciente publicación sobre las cronologías glaciales de los Andes Centrales, que se basaron en la acumulación de berilio-10 (Farber et al., 2005; Zech et al., 2007; Hall et al., 2009; Kelly et al., 2007; Kelly et al., 2008; Zech et al., 2008) y berilio-10 y aluminio-26 (Smith et al., 2008).

En el marco del mismo proyecto se está desarrollando una versión especialmente concebida para la acumulación de cloro-36. En 2002 se colgó en la red un prototipo de ese instrumento ([http://hess.ess.washington.edu/math/old/cl\\_input.html](http://hess.ess.washington.edu/math/old/cl_input.html)), indicando que los resultados que ofrecía no eran suficientemente fiables. Aunque actualmente se está desarrollando una nueva versión (<http://www.cronuscalculators.nmt.edu/cl-36/>), su implementación no había finalizado en el momento de redactar esta memoria. Por esa razón se decidió realizar una estimación preliminar de las edades de exposición utilizando la hoja de cálculo CLHOE3 para tratar los resultados de los análisis que actualmente están disponibles. Cuando los laboratorios externos terminen de realizar los análisis de todas las muestras, las edades de exposición serán recalculadas empleando los instrumentos concebidos por el proyecto CRONUS para el tratamiento de datos de la acumulación de cloro-36.

Con esa estrategia se obtuvieron las edades de exposición que se van a presentar en el apartado 5.4 y permitieron iniciar la discusión que se abordará en el apartado 5.5, como preámbulo de la que se afrontará en el futuro cuando la ejecución de la fase VI del procedimiento permita establecer las edades de exposición con carácter definitivo.



RELACIÓN DE MUESTRAS RECOGIDAS PARA ESTABLECER LAS EDADES DE EXPOSICIÓN DE LAS SUPERFICIES A LA RADIACIÓN CÓSMICA (<sup>36</sup>Cl)

IDENTIFICACIÓN DE LA MUESTRA					LOCALIZACIÓN			SUPERFICIE MUESTREADA						
ID	AÑO	Nombre	Contexto	Litología	Interpretación preliminar	X	Y	Z	Alteración	Lado mayor (L)	Lado menor (l)	Espeor (e)	Orientación	Pendiente
1	2008	Santiago	Bloque morrénico	Andesita o dacita	Último máximo avance RLGM	760136	8284446	5063	2	195	158	127	180	7
2	2008	Quehúa Ranra 3	Bloque morrénico	Andesita o dacita	Último máximo avance RLGM	761967	8284219	5013	0-5	235	180	130	271	12
3	2005	Quehúa Ranra 4	Bloque morrénico	Andesita o dacita	Último máximo avance RLGM	763820	8283819	4915	0	268	245	141	130	22
4	2008	Cuncacha-Pomullca	Bloque morrénico	Andesita o dacita	Último máximo avance RLGM	763172	8282466	5052	0-5	375	330	380	294	16
5	2008	Pomullca-Huajra Huire	Bloque morrénico	Andesita o dacita	Último máximo avance RLGM	765046	8283400	4929	0-5	471	425	324	0	0
6	2007	Jellojello 1	Bloque morrénico	Andesita o dacita	Último máximo avance RLGM	775383	8287187	4080	2	180	114	87	0	0
7	2005	Jellojello 2	Bloque morrénico	Andesita	Reavance posterior al RLGM	774014	8286908	4384	42	320	242	130	0	16
8	2005	Jellojello 3	Bloque morrénico	Andesita	Reavance posterior al RLGM	774327	8286391	4300	10	516	482	500	0	48
9	2008	Yanarco	Bloque morrénico	Andesita o dacita	Último máximo avance RLGM	764880	8271666	3985	0-5	325	290	322	133	26
10	2008	Viques	Bloque morrénico	Andesita o dacita	Último máximo avance RLGM	764007	8271380	3935	0-5	423	224	285	206	33
11	2006	Cospanja 8	Bloque morrénico	Dacita	Último máximo avance RLGM	760796	8270397	3933	0	490	427	157	185	22
12	2008	Buena Vista E	Bloque morrénico	Andesita o dacita	Último máximo avance RLGM	759432	8272530	4308	0-5	165	140	183	0	0
13	2008	Buena Vista O	Bloque morrénico	Andesita o dacita	Último máximo avance RLGM	758072	8271889	4295	0-5	394	133	291	188	10
14	2008	Huasi	Bloque morrénico	Andesita o dacita	Último máximo avance RLGM	756604	8272496	4553	0-5	432	281	455	59	4
15	2006	Cospanja 7	Bloque morrénico	Dacita	Avance pre RLGM	760705	8271966	4237	15-25	505	260	227	106	13
16	2006	Pallarcocha 5	Bloque morrénico	Traquita	Último máximo avance RLGM	742971	8274420	4686	4	140	138	191	0	0
17	2005	Jollococha	Bloque morrénico de ablación	Andesita	Deglaciación postRLGM	768290	8283680	4850		280	250	130	182	14
18	2005	Quehúa Ranra 1	Bloque morrénico de ablación	Andesita	Deglaciación postRLGM	763784	8284588	4864	17	770	720	545	132	8
19	2005	Atiplano E	Umbral rocoso estriado	Andesita	Deglaciación postRLGM	769221	8279897	4914	0	0	0	0	0	0
20	2006	Cospanja 6	Umbral rocoso estriado	Dacita	Deglaciación postRLGM	760354	8273339	4266	0	0	0	0	121	24
21	2006	Cospanja 4	Umbral rocoso estriado	Andesita	Deglaciación postRLGM	761417	8275993	4724	0	0	0	0	115	12
22	2006	Cospanja 3	Umbral rocoso estriado	Traquiandesita	Deglaciación postRLGM	761571	8277074	4882	0	0	0	0	28	14
23	2006	Cospanja 2	Umbral rocoso estriado	Dacita	Deglaciación postRLGM	761576	8277833	4988	0	0	0	0	85	26
24	2006	Cospanja 1	Umbral rocoso estriado	Andesita	Deglaciación postRLGM	761386	8278504	5059	0	0	0	0	64	25
25	2006	Pallarcocha 4	Umbral rocoso estriado	Andesita	Deglaciación postRLGM	743786	8276476	4690	0	0	0	0	0	0
26	2006	Pallarcocha 3	Umbral rocoso estriado	Dacita	Deglaciación postRLGM	744985	8277969	4891	0	0	0	0	0	0
27	2006	Pallarcocha 2	Umbral rocoso estriado	Dacita	Deglaciación postRLGM	745610	8278908	4971	0	0	0	0	354	29
28	2006	Pallarcocha 1	Umbral rocoso estriado	Dacita	Deglaciación postRLGM	746381	8279257	5059	0-0,5	0	0	0	0	0
29	2008	Sepulturayoc	Colada de lava holocena	Traquidacita porfídica	Última erupción sector NO	741733	8284209	4685	0-5	192	145	147	0	0
30	2006	Cospanja 5	Colada de lava holocena	Traquidacita porfídica	Última erupción sector NE	759876	8274024	4524	0	9	5	270	203	20
31	2005	Quehúa Ranra 2	Colada de lava holocena	Traquidacita porfídica	Última erupción sector SE	762611	8283644	4901	0	175	160	165	0	0

Muestras con cronologías preliminares, en el estado actual de la investigación (junio de 2010) · RLGM: Último Máximo Glacial Regional · Unidades de medida: alteración, lado mayor, lado menor y espesor en cm, orientación y pendiente en grados sexagesimales

■ Muestras con cronologías preliminares, en el estado actual de la investigación (junio de 2010) · **RLGM**: Último Máximo Glacial Regional · **Unidades de medida**: alteración, lado mayor, lado menor y espesor en cm; orientación y pendiente en grados sexagesimales

Figura 5.17: relación de las muestras recogidas en el Nevado Coropuna y sus principales características.

## 5.4. RESULTADOS

En este apartado se van a presentar las unidades geomorfológicas de las que procedían las muestras que se recogieron en el Nevado Coropuna, su contexto, los datos que se midieron en el campo y las edades de exposición que se dedujeron de los resultados de los análisis realizados por los laboratorios.

Para describir el contexto geomorfológico se expondrán mapas indicando la localización de las muestras y fotografías realizadas durante el trabajo de campo.

El contexto geomorfológico es esencial para justificar la validez de las muestras, demostrando que cumplieron los requisitos que fueron expuestos con anterioridad, así como para afrontar la discusión de los resultados, que se abordará en el apartado 5.5.

### 5.4.1. Relación de las muestras y datos de campo

Durante las campañas de trabajo de campo desarrolladas en 2005, 2006, 2007 y 2008 se recogieron 31 muestras en las superficies de bloques morrénicos, umbrales rocosos con pulimento y estrías de origen glaciar y coladas de lava de época holocena.

La tabla de la figura 5.17 es una relación completa de todas las muestras, en la que se han señalado en color amarillo las que fueron analizadas por los laboratorios PRIME y ACTLABS, permitiendo el establecimiento preliminar de sus edades de exposición.

En la tabla se indica para cada muestra su código de identificación, el año en el que se recogió, su denominación inicial, contexto geomorfológico, litología, e interpretación preliminar, las coordenadas UTM (referidas a la zona 18 del Hemisferio Sur con datum WGS 1984) y los datos de campo (estimación de la pérdida por erosión, orientación y pendiente de la superficie). Además, cuando la muestra se extrajo en una morrena se indican las dimensiones del bloque (lado mayor, lado menor y espesor).

La denominación inicial de las muestras consta del topónimo que figura en el mapa topográfico nacional de Perú para designar el sector del que proceden y un número que indica el orden en el que fueron recogidas durante el trabajo de campo.

Casi todas las muestras provenían de las quebradas por las que se encauzaron los paleoglaciares que descendieron desde el área de cumbres del Nevado Coropuna, excepto las muestras 17 y 19, que provienen del altiplano de Pampa Pucaylla, que se extiende en la base oriental de los edificios del núcleo central del Nevado Coropuna, y las muestras 6, 7 y 8, procedentes de la quebrada Jellojello, que se abre en el extremo NE del altiplano de Pampa Pucaylla y desciende hacia el Valle de los Volcanes.

Para simplificar su representación cartográfica y facilitar la discusión que se afrontará en el apartado 5.5, en adelante se hará referencia a las muestras utilizando su código de identificación correspondiente.

Las coladas de lava en las que se recogieron las muestras 29, 30 y 31 fueron atribuidas al Holoceno porque las sobreyacen las morrenas generadas por el último máximo avance de los paleoglaciares, en la Pequeña Edad del Hielo, y se encuentran afectadas por erosión glaciar exclusivamente en su sector superior, por encima de esas unidades.

En la tabla de la figura 5.18 se indican los intervalos de declinación del horizonte que se midieron desde las superficies durante las operaciones de extracción, y sirvieron en la fase V del procedimiento para ponderar las estimaciones de las edades de exposición teniendo en cuenta la disposición del relieve, que desvía parte de la radiación cósmica afectando a la producción de cosmonucleidos

**INTERVALOS DE DECLINACIÓN DEL HORIZONTE MEDIDOS DESDE LA POSICIÓN EN LA QUE FUERON RECOGIDAS LAS MUESTRAS**

ID	Las dos primeras cifras son los límites de los intervalos del horizonte ( $\beta$ ) y la tercera el valor de la declinación ( $\alpha$ ). Valores en grados sexagesimales.
1	185-217-12,217-227-8,227-240-6,240-255-8,255-270-5,270-302-2,302-89-0,89-126-1,126-160-6,160-185-8
2	9-66-10,66-145-0,145-180-5,180-210-9,210-240-10,240-265-7,265-275-6,275-9-5
3	247-265-6,265-281-6,281-314-3,314-335-2,335-25-0,25-51-0,51-80-3,80-109-2,109-115-1,115-125-2,125-169-4,169-184-5,184-193-6,193-215-8,215-225-10,225-2
4	107-121-1,121-154-0,154-181-5,181-244-7,244-257-17,257-280-12,280-300-6,300-330-3,330-340-1,340-107-
5	184-201-3,201-240-7,240-255-5,255-265-7,265-273-2,273-20-0,20-60-2,60-105-1,5,105-184-1
6	76-129-0,129-160-4,160-184-9,184-195-11,195-215-10,215-240-7,240-262-7,262-290-11,290-320-14,320-330-12,330-55-12,55-76-4
7	0-30-14,30-70-5,70-121-2,121-140-5,140-168-11,168-210-10,210-233-8,233-245-9,245-269-11,269-290-16,290-305-23,305-331-22,331-360-18
8	245-23-40,23-96-5,96-145-9,145-179-15,179-215-11,215-245-10
9	82-123-4,123-145-2,145-166-(-1),166-185-(-2),185-264-1,264-275-5,275-322-12,322-350-12,350-20-14,20-
10	22-55-14,55-85-10,85-134-3,5,134-169-0,169-190-(-2),190-230-1,230-260-1,260-301-6,301-350-16,350-5-1
11	110-160-2,160-180-(-2),180-205-0,205-264-2,264-332-9,332-14-12,14-60-12,60-110-6
12	323-342-16,342-351-14,351-4-12,4-14-10,14-27-9,27-40-12,5,40-43-7,43-66-9,66-81-5,81-121-2,121-149-0,149-162-(-1),162-239-0,239-265-5,5,265-295-9,295-
13	309-338-12,338-348-16,348-31-14,31-52-9,52-75-6,75-114-1,114-146-0,146-164-(-2,5),164-227-0,227-276-2,276-309-10
14	330-355-12,355-1-13,1-30-15,30-53-8,53-74-4,5,74-91-4,91-135-0,5,135-156-0(0,5),156-170-(-2),170-230-(-1),230-281-1,281-330-6
15	349-30-10,30-50-12,50-80-6,80-136-1,136-180-(-1),180-265-(-2),265-317-7,317-349-14
16	255-329-(-1),329-340-2,340-10-1,10-39-4,39-75-11,75-106-7,106-140-6,140-209-4,209-236-3,236-255-0,5
17	303-335-1,335-345-2,345-85-4,85-100-1,100-122-3,122-130-6,130-146-5,146-156-4,156-198-2,198-245-4,245-262-4,262-290-6,290-303-2
18	208-240-11,240-263-6,263-305-5,305-10-3,10-44-1,44-74-3,74-105-1,105-160-4,160-200-8,200-208-10
19	185-215-0,215-265-5,265-277-8,277-355-4,355-31-2,31-51-5,51-80-6,80-120-2,120-150-1,150-185-0
20	180-210-(-2),210-240-5,240-290-11,290-355-17,355-25-13,25-110-18,110-180-5
21	130-175-6,175-187-0,187-220-(-4),220-235-1,235-294-12,294-320-16,320-348-18,348-20-13,20-62-12,62-130-12
22	25-150-18,150-180-1,180-210-2,210-280-13,280-335-15,335-345-13,345-25-10
23	22-84-6,84-120-6,120-150-4,150-200-(-1),200-240-7,240-270-12,270-310-17,310-330-13,330-10-10,10-22-10
24	42-111-5,111-170-1,170-250-25,250-313-17,313-30-14,30-42-9
25	132-173-8,173-212-1,5,212-249-(-1),249-306-2,306-340-10,340-31-17,31-126-21,126-132-10
26	203-300-(-2),300-321-3,321-348-2,5,348-37-6,37-90-12,90-151-8,151-203-1
27	231-306-(-1),306-42-8,42-41-14,41-231-37
28	156-290-0,290-354-7,354-44-9,44-70-17,70-80-14,80-102-17,102-156-6
29	127-153-6,153-221-2,221-274-12,274-301-4,301-314-3,5,314-335-3,335-49-4,49-96-9,96-105-10,105-111-7,
30	90-105-6,105-130-2,130-219-(-2),219-250-2,250-297-9,297-315-12,315-342-17,342-8-14,8-30-8,30-55-7,55-63-6,63-90-8
31	198-230-11,230-265-8,265-275-9,275-284-29,284-356-5,356-48-0,48-62-2,62-72-3,72-90-0,90-120-8,120-135-7,135-143-11,143-177-9,177-198-12

 Muestras cuyas edades de exposición han sido establecidas con carácter preliminar en el estado actual de la investigación

**Figura 5.18:** intervalos de declinación del horizonte medidos durante el trabajo de campo.

#### 5.4.2. Descripción, localización y contexto geomorfológico de las superficies de las que se extrajeron las muestras

La figura 5.19 es una cartografía geomorfológica de síntesis elaborada en el sistema de información geográfica para señalar la localización y el contexto en el que se encuentran las unidades de las que proceden las 31 muestras recogidas en el complejo volcánico Nevado Coropuna. En el mapa se han representado exclusivamente las generaciones de formas correspondientes a las fases volcánicas y glaciales cuyas cronologías pretendían conocerse, junto con las estrictamente necesarias para facilitar la interpretación del conjunto:

**Unidades de origen glaciar:** 1) Formas morrénicas generadas por la expansión de los paleoglaciares durante el Último Máximo Glacial Regional. 2) Área afectada por las masas de hielo durante ese periodo. 3) Formas morrénicas atribuidas por su contexto geomorfológico a fases de avance anteriores al Último Máximo Glacial Regional. 4) Delimitación del sistema glaciar en 1955 (con carácter orientativo).

**Unidades de origen periglacial:** estructuras de origen volcánico correspondientes a un edificio que actualmente se encuentra en fase de esqueleto, cuyas empinadas vertientes fueron modeladas por procesos de gelifracción y caída libre.

**Unidades de origen volcánico:** coladas de lava que por su posición estratigráfica, en un nivel inmediatamente inferior al de las morrenas correspondientes a la Pequeña Edad del Hielo, fueron consideradas de época holocena.



Las muestras se han clasificado en tres categorías, en función de la interpretación geomorfológica de las unidades de las que procedían y las fases que debían datar las edades de exposición: 1) Bloques morrénicos, depositados por los paleoglaciares en el momento de culminar su máxima expansión. 2) Umrales rocosos con pulimento y estrías de origen glaciar o bloques morrénicos de ablación, que quedaron expuestos a la radiación cósmica cuando se retiraron las masas de hielo durante la deglaciación. 3) Brechas que recubren las coladas de lava emitidas durante las erupciones volcánicas holocenas.

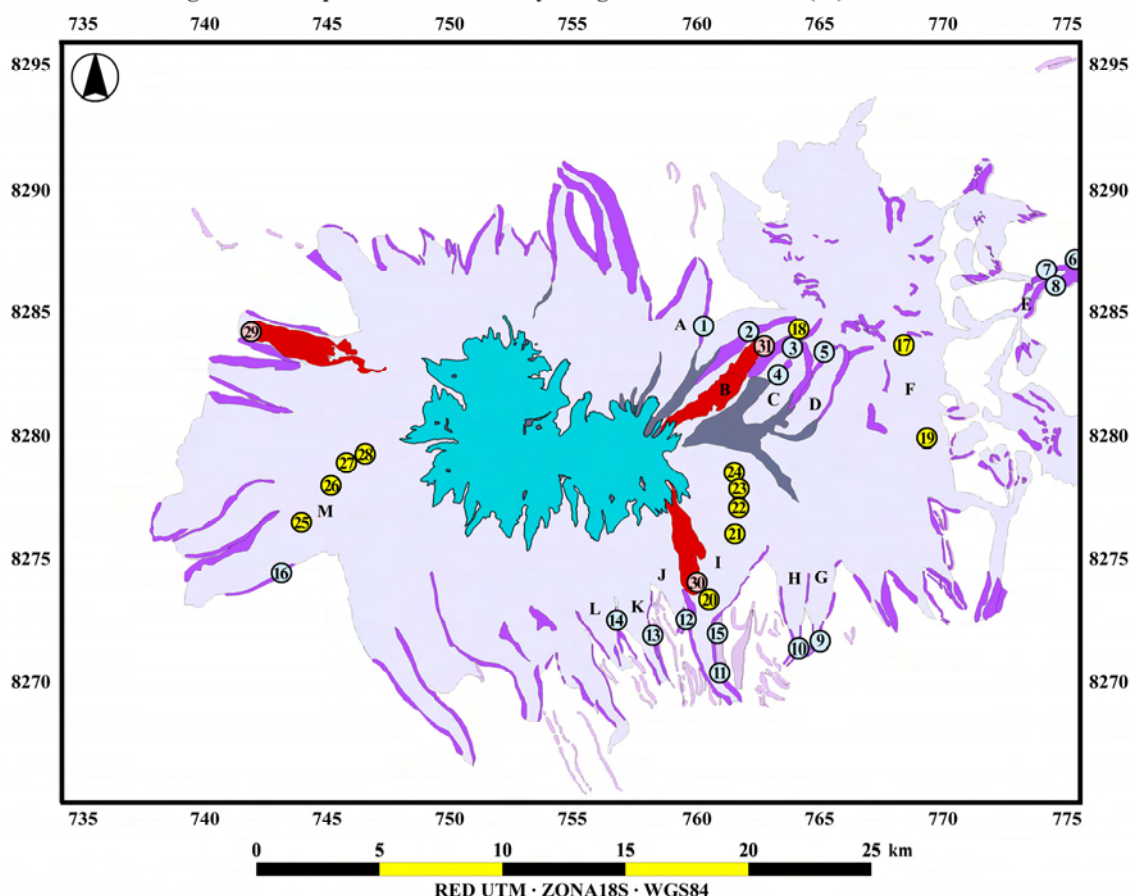
La localización de las muestras se indica con su código de identificación inscrito dentro de un círculo, cuyo color representa la categoría a la que pertenecen. También se han señalado con trece letras mayúsculas (A-M) los valles glaciares delimitados por las morrenas atribuidas al Último Máximo Glacial Regional o fases anteriores, y el sector oriental del altiplano donde la confluencia de los paleoglaciares conformó un campo de hielo.

#### **LOCALIZACIÓN DE LAS MUESTRAS EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO NEVADO COROPUNA**

Sector NE: Valles glaciares de las quebradas Santiago (A), Queñua Ranra (B), Cuncaicha-Pomullca (C), Pomullca-Huajra Huire (D) y Jellojello (E). Campo de hielo del altiplano de Pampa Pucaylla (F).

Sector SE: Valles glaciares de las quebradas Viques (G), Yanaorco (H), Cospanja (I), Buena Vista Este (J), Buena Vista Oeste (K), Huasi (L)

Sector SO: Valle glaciar de la quebrada Río Blanco y la laguna de Pallarcocha (M).



#### **GEOMORFOLOGÍA GLACIAR**

- Glaciares actuales
- Morrenas del Último Máximo Glacial Regional
- Área glaciada durante el Último Máximo Glacial Regional
- Morrenas anteriores al Último Máximo Glacial Regional

#### **GEOMORFOLOGÍA PERIGLACIAR**

- Escarpes volcánicos supraglaciares afectados por gelifracción

#### **GEOMORFOLOGÍA VOLCÁNICA**

- Coladas de lava de época holocena

#### **CLASIFICACIÓN DE LAS MUESTRAS**

##### **Muestras de formas volcánicas**

- Ⓢ Muestras de coladas de lava holocenas

##### **Muestras de formas glaciares**

- Ⓢ Muestras de bloques morrénicos
- Ⓢ Muestras de umrales rocosos estriados o bloques morrenicos de ablación

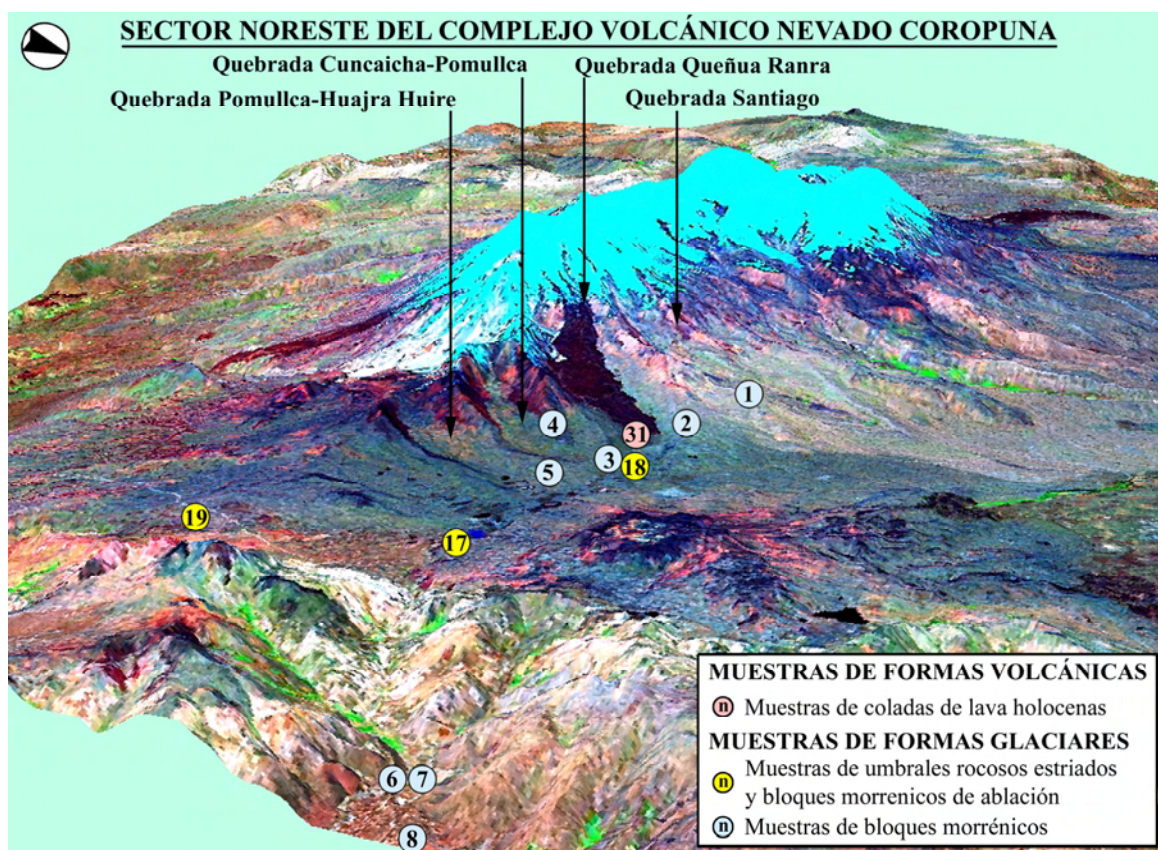
**Figura 5.19:** localización y contexto geomorfológico de las muestras.

En las figuras 5.20, 5.21 y 5.22 se presentan tres vistas aéreas virtuales de tres sectores del complejo volcánico Nevado Coropuna (NE, SE y SO), generadas en el sistema de información geográfica mediante la superposición de una imagen del satélite LANDSAT 7 sobre el modelo digital del terreno. Sobre las vistas se ha indicado la localización de las muestras, diferenciándolas con los mismos criterios empleados en el mapa geomorfológico de la figura 5.19, según la interpretación de las unidades de las proceden y las fases que debían datar las edades de exposición:

- **Sector NE (12 muestras):** ocho (1-8) recogidas en bloques de las morrenas depositadas por las masas de hielo en el momento de culminar su progresión; dos (17 y 18) en bloques que fueron transportados por los paleoglaciares y quedaron emplazados *in situ* cuando las masas de hielo se retiraron; una (19) en un umbral rocoso con pulimento y estrías de origen glaciar; y otra (31) en la colada de lava holocena que se encauzó por la quebrada Queñua Ranra.

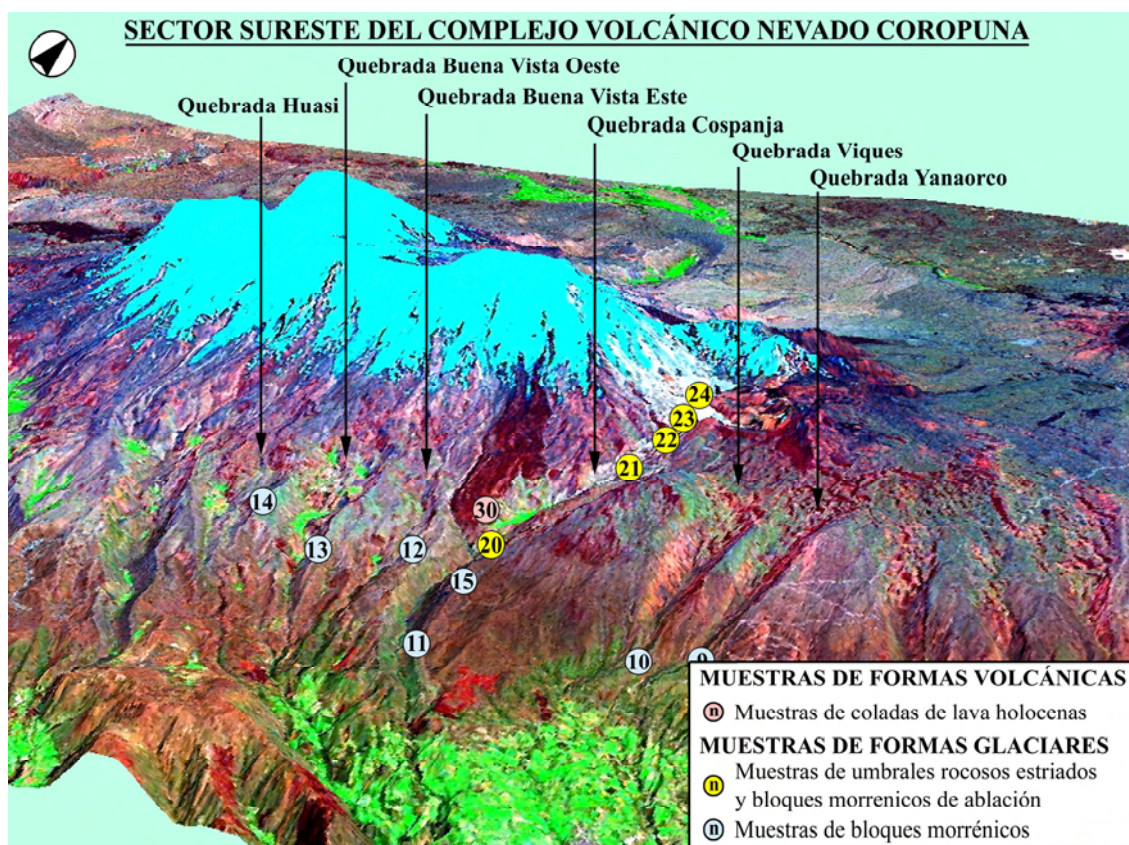
- **Sector SE (13 muestras):** seis (9-14) extraídas en bloques morrénicos depositados por el último máximo avance de las masas de hielo; una (15) en un cordón morrénico lateral emplazado durante una fase de avance anterior sobre el planeze que queda comprendido entre las quebradas Cospanja y Viques; cinco (20-24) en umbrales rocosos con pulimento y estrías de origen glaciar que las masas de hielo dejaron expuestos durante su retirada; y otra (30) en la colada de lava holocena que se encuentra en la ladera oriental de la quebrada Cospanja.

- **Sector Oeste (6 muestras):** una (16) procedente de un bloque de la morrena meridional de la quebrada Río Blanco, representando el máximo avance de las masas de hielo en ese sector; cuatro (25-28) de umbrales rocosos con pulimento y estrías de origen glaciar, marcando diferentes fases de deglaciación; y otra (29) de la colada de lava holocena que en el mapa topográfico nacional de Perú aparece denominada como cerro Sepulturayoc.

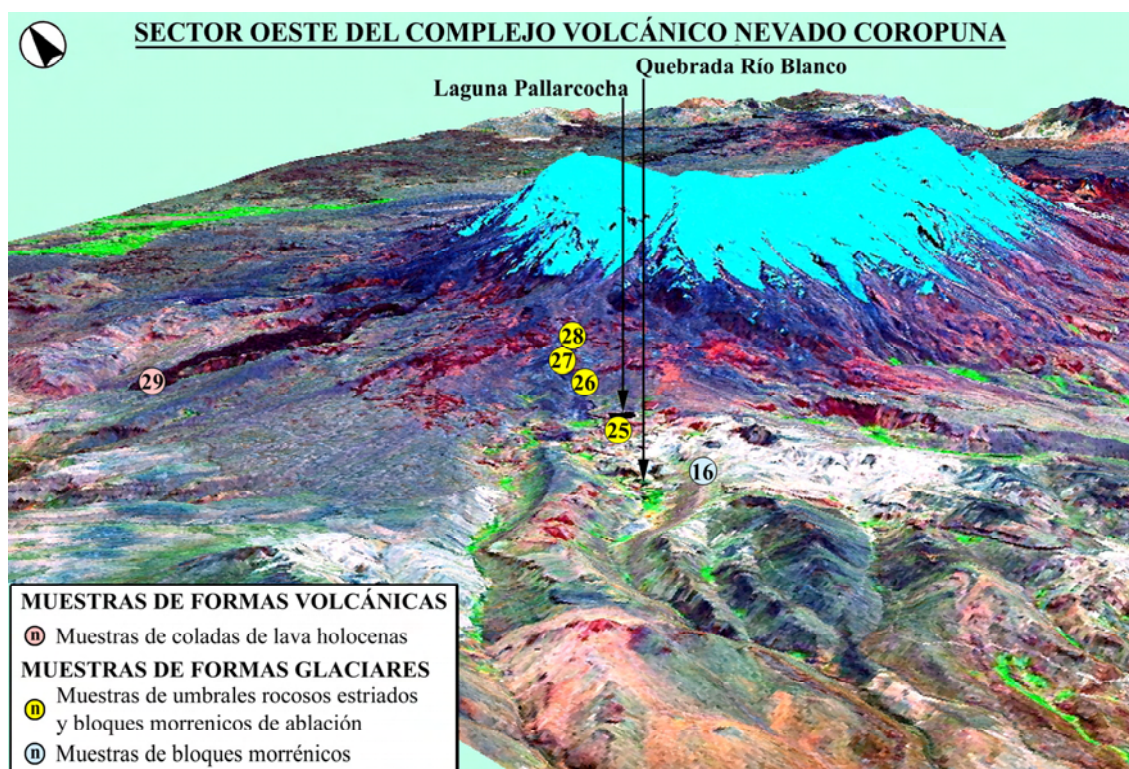


**Figura 5.20:** vista aérea virtual del sector NE del Nevado Coropuna, con indicación de la localización de las muestras recogidas en esa parte del complejo volcánico (1-8, 17-19 y 31).





**Figura 5.21:** vista aérea virtual del sector SE del Nevado Coropuna, en la que se ha señalado la ubicación de las muestras en esa parte del complejo volcánico (9-14, 20-24 y 30).



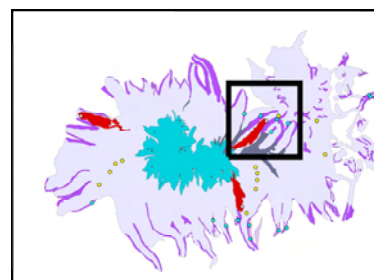
**Figura 5.22:** vista aérea virtual del sector Oeste del Nevado Coropuna, en la que se han localizado las muestras procedentes de esa parte del complejo volcánico (16, 25-28 y 29).

A continuación se van a presentar las unidades geomorfológicas de las que proceden las muestras, compartimentando el área comprendida por la cartografía de la figura 5.19 en cuatro sectores (NE-I, NE-II, SE y Oeste).

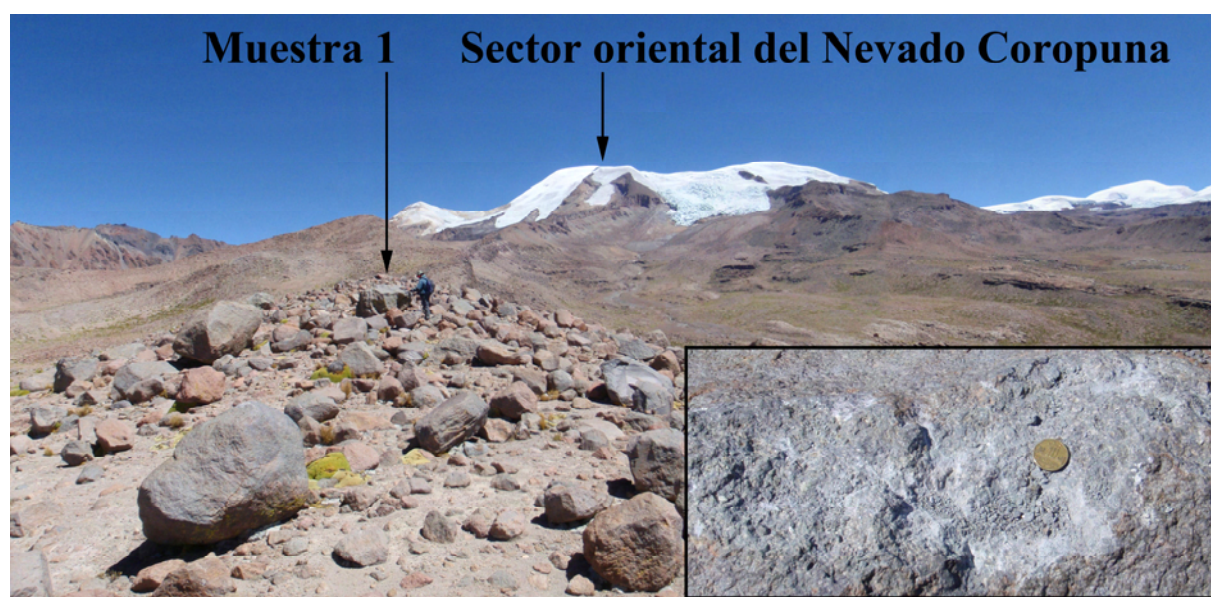


### 5.4.2.a) Muestras recogidas en el sector NE-I

En el sector NE-I se extrajeron cinco muestras (1-5) en bloques de las morrenas depositadas por los paleoglaciares durante el Último Máximo Glacial Regional en las quebradas Santiago, Queñua Ranra, Cuncaicha-Pomullca y Pomullca-Huajra Huire, cuya paleoELA fue reconstruida en el capítulo 3. Otra muestra (18) procede de la superficie de un bloque abandonado por los paleoglaciares durante la deglaciación, y la última (31) de la superficie de una de las brechas que recubren la colada de lava holocena de la quebrada Queñua Ranra.



### Última fase de expansión de los paleoglaciares del NE (muestras 1-5)



**Figura 5.23:** muestra 1 (5060 m). Bloque de la morrena lateral oriental de la quebrada Santiago.



**Figura 5.24:** muestra 2 (5013 m). Bloque de la morrena lateral occidental de la quebrada Queñua Ranra.





**Figura 5.25:** muestra 3 (4915 m). Bloque de la morrena lateral oriental de la quebrada Queñua Ranra.



**Figura 5.26:** muestra 4 (5052 m). Bloque de la morrena oriental de la quebrada Cuncaicha-Pumullca.



**Figura 5.27:** muestra 5 (4929 m). Bloque de la morrena oriental de la quebrada Pumullca-Huajra Huire.



**Deglaciación posterior al último máximo avance en la quebrada Queñua Ranra (muestra 18)**



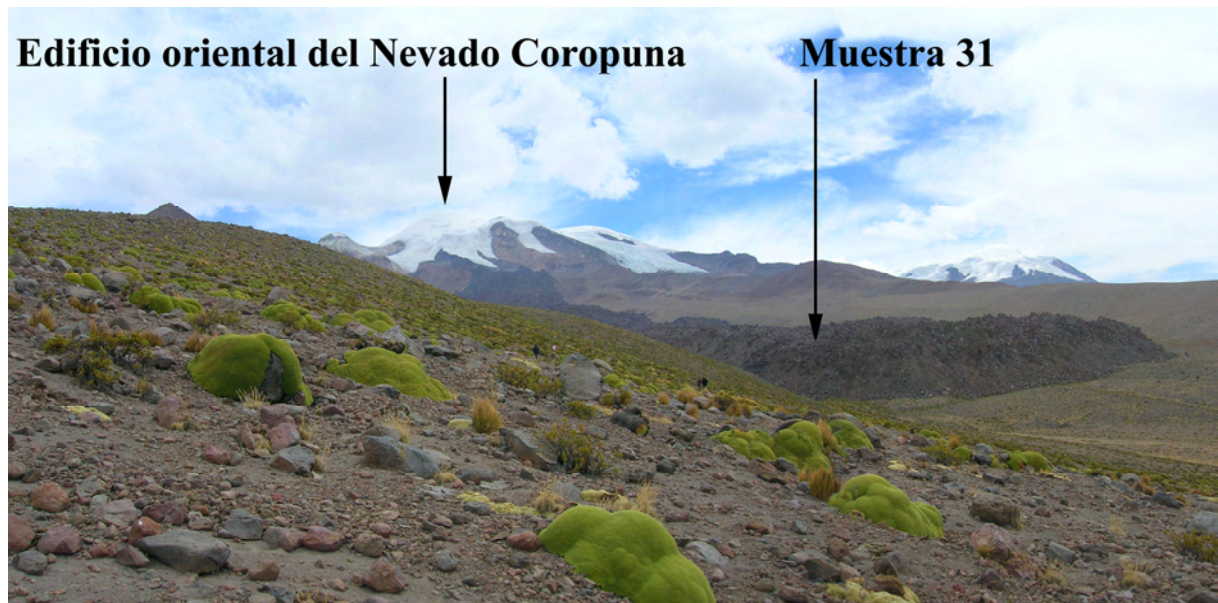
**Figura 5.28:** muestra 18 (4864 m). Bloque errático en el interior de la quebrada Queñua Ranra.



**Figura 5.29:** tareas de extracción de la muestra 18, en la superficie del bloque errático que aparece en la fotografía de la figura 5.28.



**Colada de lava de edad holocena de la quebrada Queñua Ranra (muestra 31)**



**Figura 5.30:** localización de la muestra 31, sobre el frente de la colada de lava de la quebrada Queñua Ranra.

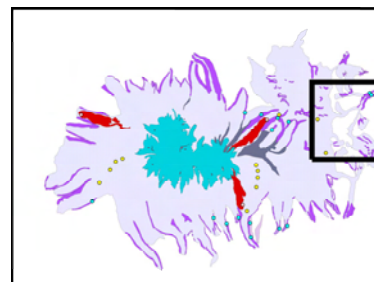


**Figura 5.31:** muestra 31 (4901 m). Brecha de la colada de lava de la quebrada Queñua Ranra, que aparece en la fotografía de la figura 5.30.



### 5.4.2.b) Muestras recogidas en el sector NE-II

En el sector NE-II se extrajeron tres muestras (6-8) en bloques de las morrenas que se encuentran en el interior de la quebrada Jellojello, que se abre en el borde NE del altiplano de Pampa Pucaylla y descende hacia el Valle de los Volcanes. Los bloques estaban situados sobre un arco morrénico frontal (6) y en la cresta de dos cordones morrénicos laterales (7 y 8).



También se recogieron otras dos muestras en el altiplano de Pampa Pucaylla, de donde procedían los paleoglaciares que se encauzaron por el interior del valle Jellojello. Una de las dos (17) fue extraída de la superficie de un bloque. La otra (19) de la superficie de un umbral rocoso con pulimento y estrías de origen glaciar. Ambas superficies quedaron expuestas a la radiación cósmica cuando las masas de hielo se retiraron.

### Fases de expansión de los paleoglaciares en el interior del valle Jellojello (muestras 6-8)



**Figura 5.32:** panorámica del valle glaciar de Jellojello, con indicación de la localización de los bloques morrénicos de los que proceden las muestras recogidas en ese sector (muestras 6, 7 y 8).



**Figura 5.33:** muestra 6 (4080 m). Bloque de un arco morrénico frontal de la quebrada Jellojello.





**Figura 5.34:** muestra 7 (4384 m). Bloque de la morrena exterior septentrional de la quebrada Jellojello.



**Figura 5.35:** muestra 8 (4300 m). Bloque de la morrena interior septentrional de la quebrada Jellojello. Fotografía realizada por Juan Carlos Gómez, ingeniero geólogo del Instituto Geofísico del Perú (IGP).



**Retirada de las masas de hielo del altiplano de Pampa Pucaylla (muestras 17 y 19)**



**Figura 5.36:** muestra 17 (4850 m). Bloque morrénico de ablación en el altiplano de Pampa Pucaylla.

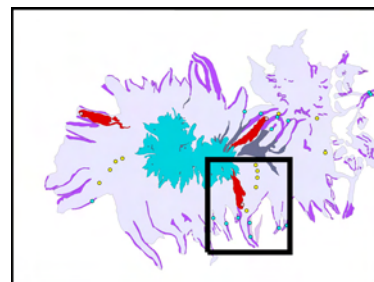


**Figura 5.37:** muestra 19 (4914 m). Umbral rocoso con pulimento y estrías de origen glaciar en el altiplano de Pampa Pucaylla.



### 5.4.2.c) Muestras recogidas en el sector SE

Del sector SE proceden seis muestras (9-14) que se extrajeron de la superficie de bloques de las morrenas generadas durante el Último Máximo Glacial Regional en las quebradas de Yanaorco, Viques, Cospanja, Buena Vista Este, Buena Vista Oeste y Huasi, cuyas paleoELAs fueron reconstruidas en el capítulo 3.



Otra muestra (15) proviene de la superficie de un bloque de las morrenas que se encuentran emplazadas en el planeze comprendido por las quebradas Cospanja y Viques. Por el contexto en el que se encuentran, esas formas se habían atribuido en la cartografía geomorfológica a una fase anterior al Último Máximo Glacial Regional. También se recogieron cinco muestras (20-24) de la superficie de umbrales rocosos con pulimento y estrías de origen glaciar localizados en distintos niveles altitudinales de la quebrada Cospanja, que quedaron expuestos a la radiación cósmica cuando las masas de hielo se retiraron. La última muestra (30) fue extraída de la superficie de una brecha de la colada de lava que se encauzó por el interior de la quebrada Cospanja durante el holoceno reciente.

### Última fase de expansión de los paleoglaciares del SE (muestras 9-14)

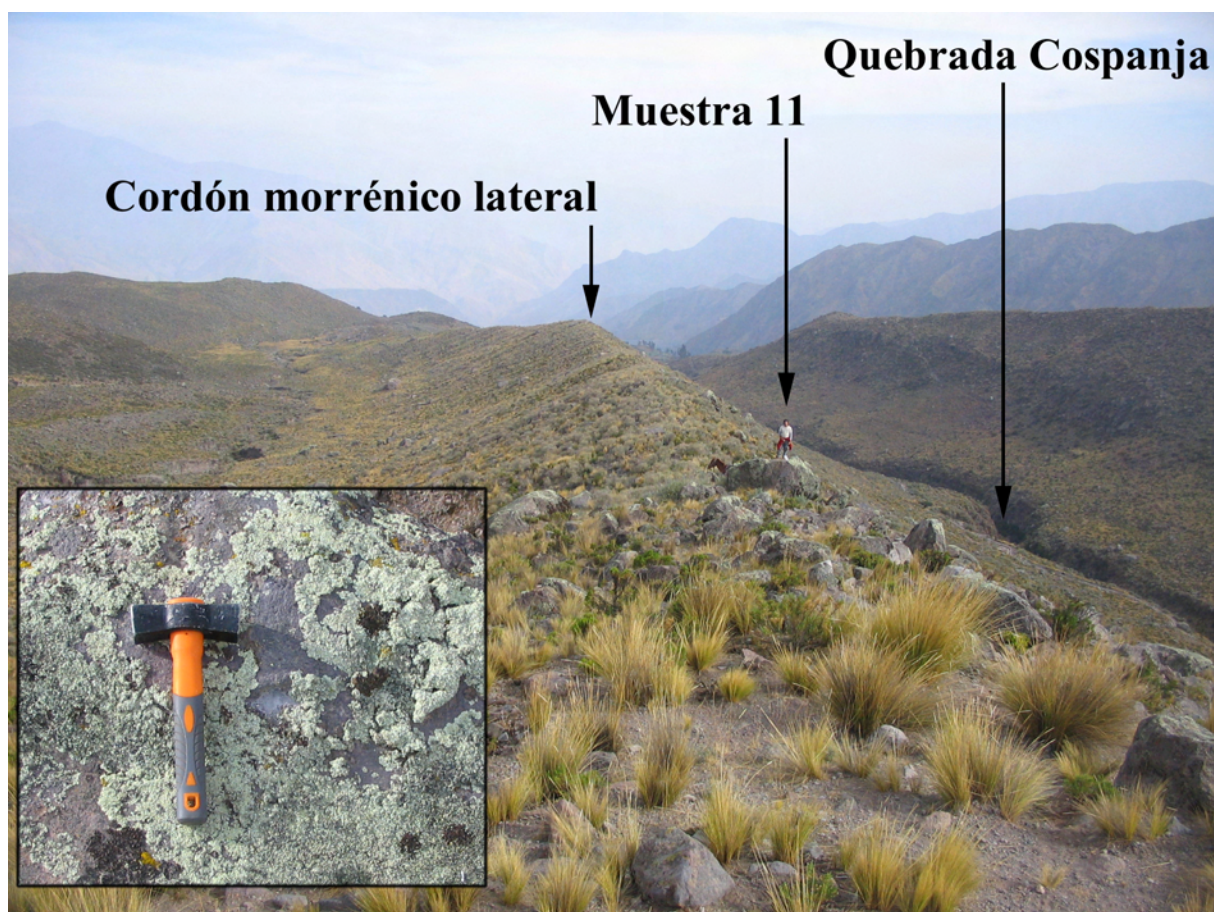


**Figura 5.38:** muestra 9 (3985 m). Bloque de la morrena lateral oriental de la quebrada Yanaorco.



**Figura 5.39:** muestra 10 (3935 m). Bloque de la morrena lateral oriental de la quebrada Viques.





**Figura 5.40:** muestra 11 (3933 m). Bloque de la morrena lateral oriental de la quebrada Cospanja.



**Figura 5.41:** muestra 12 (4308 m). Bloque de la morrena oriental de la quebrada Buena Vista Este.





**Figura 5.42:** muestra 13 (4295 m). Bloque de la morrena oriental de la quebrada Buena Vista Oeste.



**Figura 5.43:** muestra 14 (4553 m). Bloque de la morrena lateral oriental de la quebrada Huasi. Fotografía realizada por Teodomiro Rosas, arriero de Viraco.



**Fases de expansión de los paleoglaciares del SE anteriores al Último Máximo Glacial Regional (muestra 15)**



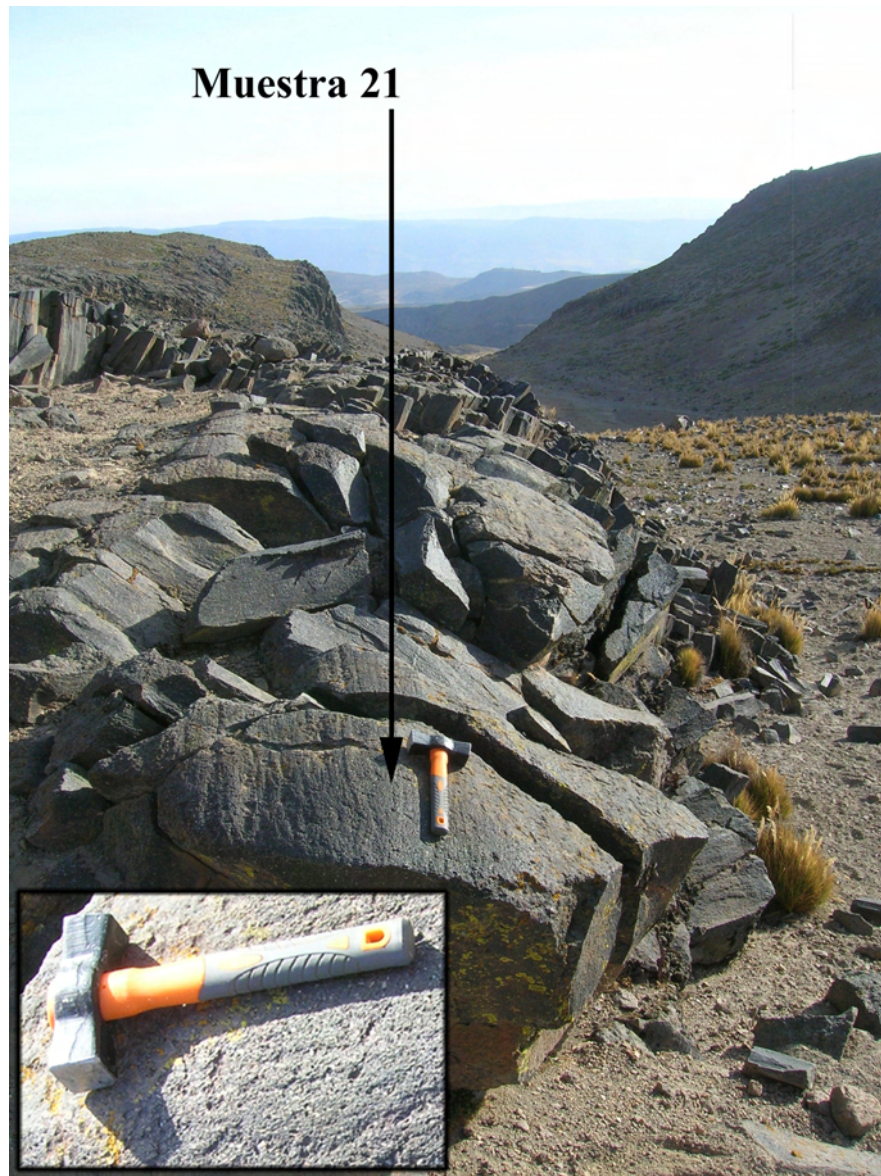
**Figura 5.44:** muestra 15 (4237 m). Bloque de una de las morrenas depositadas sobre el planezes que se encuentra entre las quebradas Cospanja y Viques.

**Retirada de las masas de hielo de la quebrada Cospanja (muestras 20-24)**



**Figura 5.45:** muestra 20 (4266 m). Superficie con pulimento y estrías de origen glaciar en el umbral de salida de la laguna Cara Cara, en la quebrada Cospanja.





**Figura 5.46:** muestra 21 (4724 m). Lecho con pulimento y estrías de origen glaciar en la quebrada Cospanja.

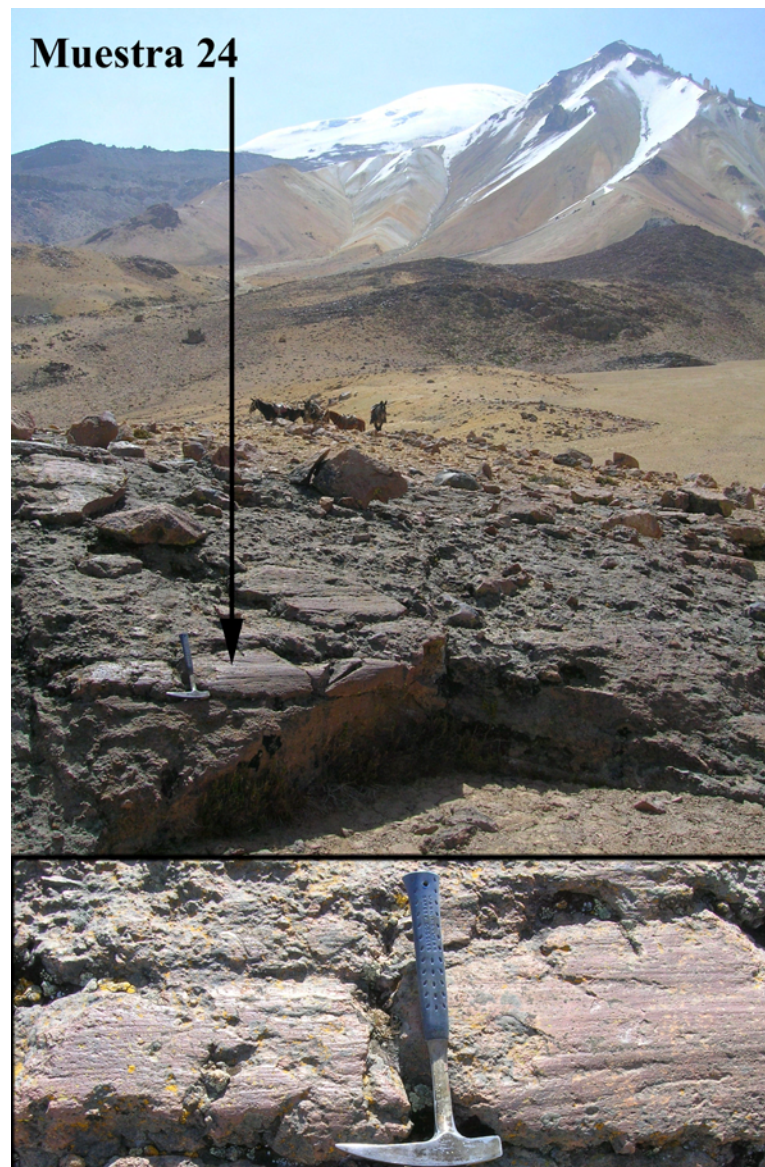


**Figura 5.47:** muestra 22 (4882 m). Umbral rocoso con pulimento y estrías de origen glaciar en la quebrada Cospanja.





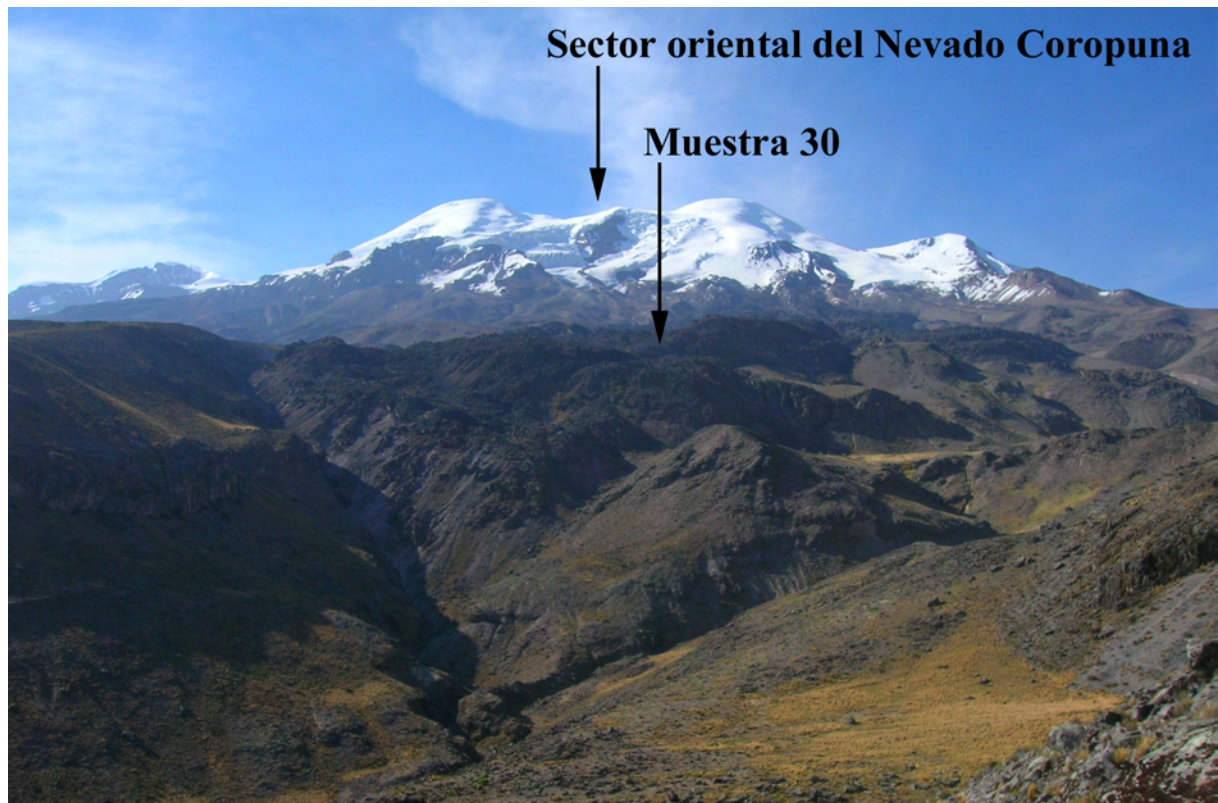
**Figura 5.48:** muestra 23 (4988 m). Umbral rocoso con pulimento y estrías de origen glaciar en la quebrada Cospanja.



**Figura 5.49:** muestra 24 (5059 m). Umbral rocoso con pulimento y estrías de origen glaciar en la cabecera de la quebrada Cospanja.



**Colada de lava de edad holocena de la quebrada Cospanja (muestra 30)**



**Figura 5.50:** localización de la muestra 30, en la colada de lava holocena de la quebrada Cospanja.

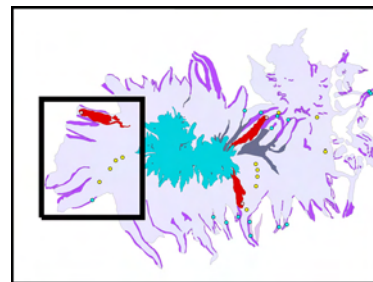


**Figura 5.51:** muestra 30 (4524 m). Brecha de la colada de lava holocena de la quebrada Cospanja.



#### 5.4.2.d) Muestras recogidas en el sector Oeste

En el sector Oeste se recogió una muestra (16) en la superficie de un bloque de la morrena lateral formada durante el Último Máximo Glacial Regional en la quebrada de Río Blanco, cuatro (25-28) en lechos rocosos con pulimento y estrías glaciares que quedaron expuestos a la radiación cósmica en el proceso de deglaciación, y otra (29) de la superficie de una de las brechas que recubren la colada de lava que en época holocena se encauzó hacia el NO, formando el cerro Sepulturayoc.



#### Última fase de expansión de los paleoglaciares de la quebrada Río Blanco (muestra 16)



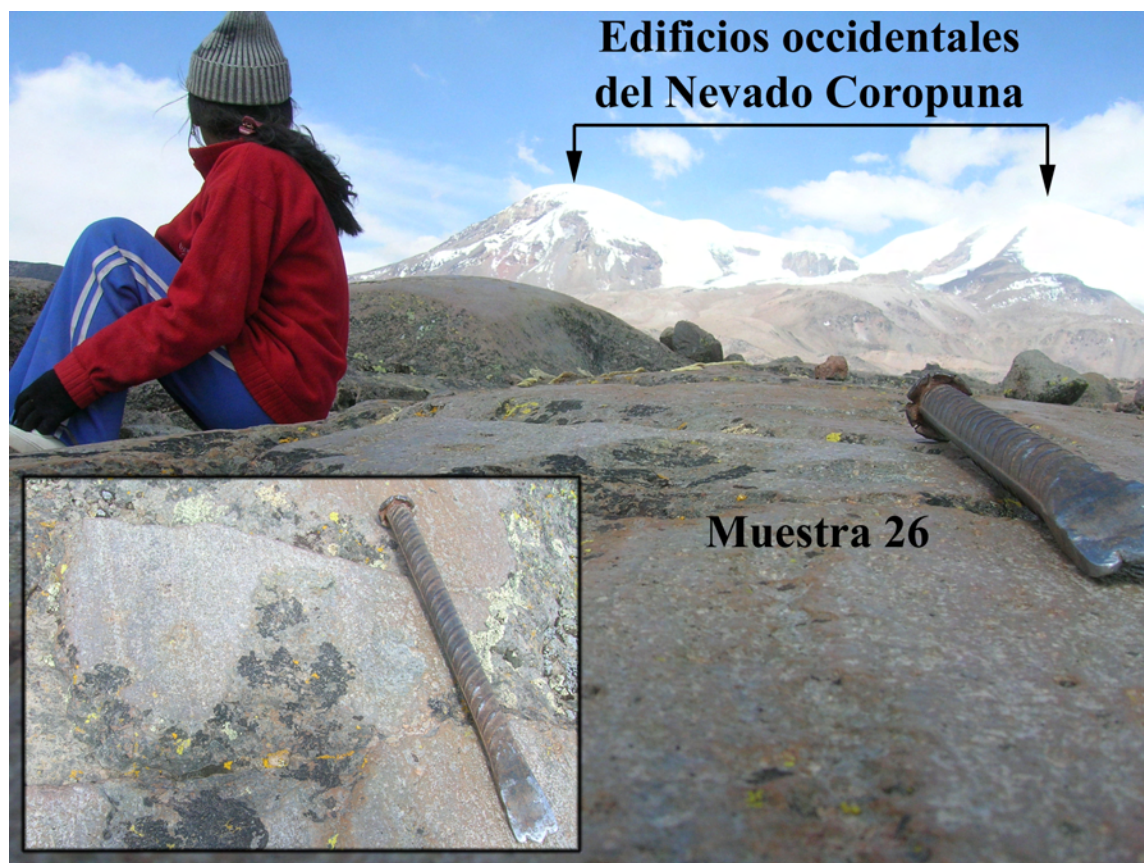
**Figura 5.52:** muestra 16 (4686 m). Bloque de la morrena lateral oriental de la quebrada Río Blanco.

#### Retirada de las masas de hielo de la quebrada Río Blanco (muestras 25-28)



**Figura 5.53:** muestra 25 (4690 m). Umbral rocoso con pulimento y estrías de origen glaciar en la quebrada Río Blanco.





**Figura 5.54:** muestra 26 (4891 m). Umbral rocoso con pulimento y estrías de origen glaciar en la quebrada Río Blanco, aguas arriba de la laguna Pallarcocha.



**Figura 5.55:** muestra 27 (4971 m). Umbral rocoso con pulimento y estrías de origen glaciar en la cabecera de la quebrada Río Blanco, aguas arriba de la laguna Pallarcocha.





**Figura 5.56:** muestra 28 (5059 m). Lecho rocoso con pulimento y estrías de origen glaciar en la cabecera de la quebrada Río Blanco.

**Colada de lava de edad holocena (muestra 29)**



**Figura 5.57:** muestra 29 (4685 m). Brecha de la colada de lava del cerro Sepulturayoc.

### 5.4.3. Resultados de los análisis realizados por los laboratorios PRIME y ACTLABS

En la tabla de la figura 5.58 se han resumido los resultados de los análisis que los laboratorios PRIME y ACTLABS realizaron con las muestras que se recogieron en el Nevado Coropuna para establecer las edades de exposición a la radiación cósmica de las unidades geomorfológicas de origen glacial y volcánico, indicándose sólo los que están disponibles en el estado actual de la investigación (muestras 3, 7, 11, 15, 17, 19, 20, 21, 24, 30 y 31).

RELACIÓN DE LOS RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS REALIZADOS POR LOS LABORATORIOS PRIME Y ACTLABS DISPONIBLES EN EL ESTADO ACTUAL DE LA INVESTIGACIÓN (JUNIO 2010)															
ID	Elemento	Unidad	Precisión	Método	3	7	11	15	17	19	20	21	24	30	31
					Quechua Rauru 4	Jellojello 2	Cospanja 8	Cospanja 7	Jollococha	Altiplano E	Cospanja 6	Cospanja 4	Cospanja 1	Cospanja 5	Quechua Rauru 2
	SiO <sub>2</sub>	% peso	0.01	FUS-ICP	-	-	63.86	62.43	-	-	62.37	63.21	61.15	63.00	-
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	% peso	0.01	FUS-ICP	-	-	15.73	15.72	-	-	16.07	16.04	16.22	16.14	-
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	% peso	0.01	FUS-ICP	-	-	5.40	5.86	-	-	5.44	4.75	5.50	5.20	-
	MnO	% peso	0.001	FUS-ICP	-	-	0.06	0.07	-	-	0.07	0.06	0.07	0.07	-
	MgO	% peso	0.01	FUS-ICP	-	-	1.82	2.11	-	-	2.16	1.82	2.04	1.94	-
	CaO	% peso	0.01	FUS-ICP	-	-	4.27	4.55	-	-	4.59	4.05	4.26	4.45	-
	Na <sub>2</sub> O	% peso	0.01	FUS-ICP	-	-	4.42	4.31	-	-	4.42	4.40	4.51	4.55	-
	K <sub>2</sub> O	% peso	0.01	FUS-ICP	-	-	3.06	2.79	-	-	3.02	3.11	3.06	3.01	-
	TiO <sub>2</sub>	% peso	0.001	FUS-ICP	-	-	0.93	1.02	-	-	0.90	0.84	0.95	0.93	-
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	% peso	0.01	FUS-ICP	-	-	0.34	0.77	-	-	0.38	0.34	0.43	0.45	-
	LOI	% peso	-	FUS-ICP	-	-	0.07	1.29	-	-	0.30	1.06	0.64	0.37	-
	Total	% peso	0.01	FUS-ICP	-	-	99.96	100.90	-	-	99.74	99.68	98.81	100.10	-
	Ba	ppm	2	FUS-ICP	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Sr	ppm	2	FUS-ICP	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Y	ppm	1	FUS-ICP	-	-	6	9	-	-	8	7	8	7	-
	Se	ppm	1	FUS-ICP	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Zr	ppm	2	FUS-ICP	-	-	3	2	-	-	2	2	2	3	-
	Be	ppm	1	FUS-ICP	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	V	ppm	5	FUS-ICP	-	-	0	-	-	-	-	-	-	-	-
	PGNAA	g	0.5	PGNAA	-	-	21.2	5.1	-	-	15.9	24.6	18.7	19.7	-
	Masa	g	-	PGNAA	-	-	1.04	1.04	-	-	1.01	1.04	1.07	1.07	-
	V	ppm	5	FUS-ICP	-	-	119	134	-	-	123	104	109	119	-
	Ba	ppm	3	FUS-ICP	-	-	1045	1334	-	-	1204	1098	1357	1109	-
	Sr	ppm	2	FUS-ICP	-	-	767	916	-	-	828	751	888	873	-
	Y	ppm	2	FUS-ICP	-	-	9	12	-	-	10	10	11	9	-
	Zr	ppm	4	FUS-ICP	-	-	177	225	-	-	231	182	256	197	-
	Co	ppm	20	FUS-MS	-	-	30	60	-	-	40	40	30	50	-
	Ni	ppm	1	FUS-MS	-	-	13	16	-	-	13	11	14	13	-
	Si	ppm	20	FUS-MS	-	-	<20	20	-	-	<20	<20	<20	<20	-
	Cu	ppm	10	FUS-MS	-	-	50	90	-	-	50	40	60	50	-
	Zn	ppm	30	FUS-MS	-	-	130	150	-	-	110	100	90	130	-
	Ga	ppm	1	FUS-MS	-	-	22	24	-	-	22	22	22	23	-
	Ge	ppm	1	FUS-MS	-	-	1	1	-	-	1	1	1	1	-
	As	ppm	5	FUS-MS	-	-	287	<5	-	-	10	<5	14	18	-
	Rb	ppm	2	FUS-MS	-	-	92	74	-	-	86	90	77	91	-
	Nb	ppm	1	FUS-MS	-	-	8	10	-	-	9	8	10	9	-
	Mo	ppm	2	FUS-MS	-	-	-2	4	-	-	3	4	<2	4	-
	Ag	ppm	0.5	FUS-MS	-	-	<0.5	<0.5	-	-	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	-
	In	ppm	0.2	FUS-MS	-	-	<0.2	<0.2	-	-	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	-
	Sn	ppm	1	FUS-MS	-	-	1	<1	-	-	5	1	6	10	-
	Sb	ppm	0.5	FUS-MS	-	-	<0.5	<0.5	-	-	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	-
	Cs	ppm	0.5	FUS-MS	-	-	2.5	4.3	-	-	1.8	2.4	1.6	2.2	-
	La	ppm	0.1	FUS-MS	-	-	37.4	53.5	-	-	46.9	41	53.1	43	-
	Ce	ppm	0.1	FUS-MS	-	-	76.5	113	-	-	96.2	84.5	107	88.2	-
	Pr	ppm	0.05	FUS-MS	-	-	9.82	13	-	-	10.9	9.65	12.1	11.1	-
	Nd	ppm	0.1	FUS-MS	-	-	31	40.1	-	-	31.6	30.6	35.5	33.4	-
	Sm	ppm	0.1	FUS-MS	-	-	5.5	7.7	-	-	6	5.8	6.2	6	-
	Eu	ppm	0.05	FUS-MS	-	-	1.32	1.92	-	-	1.47	1.45	1.56	1.5	-
	Gd	ppm	0.1	FUS-MS	-	-	3.5	5.3	-	-	4	4.1	4.3	3.9	-
	Th	ppm	0.1	FUS-MS	-	-	0.5	0.6	-	-	0.6	0.5	0.6	0.6	-
	Dy	ppm	0.1	FUS-MS	-	-	2.5	2.9	-	-	2.8	2.7	2.8	2.7	-
	Ho	ppm	0.1	FUS-MS	-	-	0.4	0.5	-	-	0.5	0.4	0.4	0.4	-
	Er	ppm	0.1	FUS-MS	-	-	1	1.3	-	-	1.1	1.1	1.2	1.1	-
	Tm	ppm	0.05	FUS-MS	-	-	0.14	0.16	-	-	0.15	0.14	0.15	0.16	-
	Yb	ppm	0.1	FUS-MS	-	-	0.8	1	-	-	0.9	0.9	0.9	0.9	-
	La	ppm	0.04	FUS-MS	-	-	0.12	0.15	-	-	0.12	0.12	0.14	0.12	-
	Hf	ppm	0.2	FUS-MS	-	-	5.2	6.6	-	-	6.1	5.2	6.3	6	-
	Ta	ppm	0.1	FUS-MS	-	-	0.6	0.6	-	-	0.6	0.6	0.7	0.6	-
	W	ppm	1	FUS-MS	-	-	2	2	-	-	<1	2	<1	<1	-
	Tl	ppm	0.1	FUS-MS	-	-	0.5	0.4	-	-	0.4	0.5	0.1	0.5	-
	Pb	ppm	5	FUS-MS	-	-	13	11	-	-	14	13	13	16	-
	Br	ppm	0.4	FUS-MS	-	-	<0.4	0.4	-	-	0.8	<0.4	0.8	1	-
	Th	ppm	0.1	FUS-MS	-	-	8.3	6.9	-	-	7.9	9.6	6	8.5	-
	U	ppm	0.1	FUS-MS	-	-	2	1.6	-	-	1.8	2	1.3	1.9	-

Figura 5.58: resumen de los resultados de los análisis realizados por los laboratorios.



#### 5.4.4. Estimación preliminar de las edades de exposición a la radiación cósmica

En el momento de redactar esta memoria 22 de las 31 muestras recogidas en el complejo volcánico Nevado Coropuna están siendo analizadas en los laboratorios PRIME y ACTLABS. Por ese motivo actualmente sólo están disponibles las estimaciones deducidas de los análisis de las 11 muestras restantes, que fueron elaboradas con carácter preliminar para abordar la discusión que se va a presentar en el siguiente apartado, como preámbulo de la que se afrontará cuando se establezcan todas las cronologías con carácter definitivo.

En la tabla de la figura 5.59 se muestran las edades de exposición deducidas de las muestras 3, 7, 17, 19 y 31 (recogidas en el NE), y 11, 15, 20, 21, 24 y 30 (en el SE del complejo volcánico). Las cronologías se presentan por sectores y en orden cronodecreciente, especificando el código de identificación y la denominación inicial de cada muestra, su contexto e interpretación geomorfológica y el error cometido en el cálculo de la edad de la exposición, que resulta de la indeterminación del recuento del número de átomos de cloro-36 acumulados en cada muestra, realizado por el laboratorio PRIME.

Como se ha explicado las edades de exposición se establecieron utilizando la hoja de cálculo CHLOE3, que fue programada por Phillips & Plummer (1996) específicamente para el tratamiento de datos sobre la acumulación de cosmonucleidos de cloro-36.

### Complejo volcánico Nevado Coropuna EIDADES DE EXPOSICIÓN A LA RADIACIÓN CÓSMICA

#### SECTOR NE

ID	Nombre	Contexto	Interpretación	ka error ( $\pm$ )
3	Queñua Ranra 4	Bloque sobre cresta de morrena lateral	Fase de avance	16,954 (0,364)
17	Jollojocha	Bloque morrénico de ablación	Fase de avance	15,427 (0,365)
7	Jellojello 2	Bloque sobre cresta de morrena lateral	Fase de avance	12,521 (0,316)
19	Altiplano E	Umbral rocoso con pulimento y estrías	Fase de deglaciación	12,509 (0,418)
31	Queñua Ranra 2	Colada de lava holocena	Erupción holocena sector NE	2,073 (0,150)

#### SECTOR SE

ID	Nombre	Contexto	Interpretación	ka error ( $\pm$ )
15	Cospanja 7	Bloque sobre cresta de morrena lateral	Fase de avance	89,326 (2,680)
11	Cospanja 8	Bloque sobre cresta de morrena lateral	Fase de avance	11,130 (0,445)
20	Cospanja 6	Umbral rocoso con pulimento y estrías	Fase de deglaciación	10,119 (0,405)
24	Cospanja 1	Umbral rocoso con pulimento y estrías	Fase de deglaciación	8,945 (0,358)
21	Cospanja 4	Umbral rocoso con pulimento y estrías	Fase de deglaciación	7,504 (0,375)
30	Cospanja 5	Colada de lava holocena	Erupción holocena sector SE	0,711 (0,228)

**Figura 5.59:** estimaciones preliminares de las edades de exposición a la radiación cósmica deducidas de los resultados actualmente disponibles de los análisis de las muestras recogidas en el complejo volcánico Nevado Coropuna.

## 5.5. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

A continuación se va a afrontar la discusión de los resultados que se han presentado en el apartado anterior. Con esa finalidad en el apartado 5.5.1 se examinarán las edades de exposición relacionadas con el Último Máximo Glacial Regional, el posterior proceso de deglaciación y las coladas de lava de época holocena. El análisis incluirá tres aspectos esenciales:

- La descripción de la secuencia de procesos que propiciaron la exposición a la radiación cósmica de las superficies de las que procedían las muestras.
- La interpretación de las cronologías disponibles en el estado actual de la investigación.
- Los resultados que deberían indicar las edades de exposición que todavía están pendientes de determinación.

Para completar el marco cronológico que conforman esas dataciones integrando los resultados alcanzados por otros investigadores en el apartado 5.5.2 se analizarán las edades de exposición que Bromley et al. (2009) obtuvieron en el Nevado Coropuna utilizando el mismo método, aunque empleando como referencia en la acumulación de cosmonucleidos de helio-3 en lugar de cloro-36.

En el apartado 5.5.3 se expondrán los *proxys* paleoclimáticos que permitieron contextualizar los resultados a escala regional y planetaria:

- **A escala regional:** la paleotemperatura de la superficie del mar en el archipiélago de las Islas Galápagos (Lea et al., 2006a; Lea et al., 2006b) y la población de plancton criófilo en el lago Titicaca (Fritz et al., 2007a; Fritz et al., 2007b). Representando los promedios cada 1 ka de ambos indicadores se construyó un diagrama paleoclimático que refleja la evolución desde hace 40 ka de las condiciones paleoambientales que favorecen las fases de expansión y retracción de las masas de hielo.
- **A escala planetaria:** la curva isotópica estandarizada SPECMAP (*Mapping Spectral Variability in Global Climate Project*), en una versión elaborada por Wright (2000) con datos de Imbrie et al. (1984). La curva SPECMAP proporciona una valoración global media de la evolución de la paleotemperatura de la superficie del mar y el volumen de hielo acumulado en los continentes y ha servido como base para definir los estadios MIS (*Marine Isotope Stage*), que se identifican con periodos glaciales e interglaciales (Wright, 2000).

En el apartado 5.5.4 se mostrarán dos gráficos correspondientes a los sectores NE y SE del Nevado Coropuna, generados mediante la inserción de las edades de exposición establecidas en el complejo volcánico en el diagrama paleoclimático regional. Esos gráficos, junto con la curva SPECMAP y el repertorio de las cronologías procedentes de otros sectores de los Andes Centrales y diferentes partes de la Tierra constituyen los instrumentos que permitieron interpretar y contextualizar los resultados. Con esas herramientas se construyó un marco paleoambiental de referencia que explicó coherentemente las asincronías observadas entre unas y otras regiones.

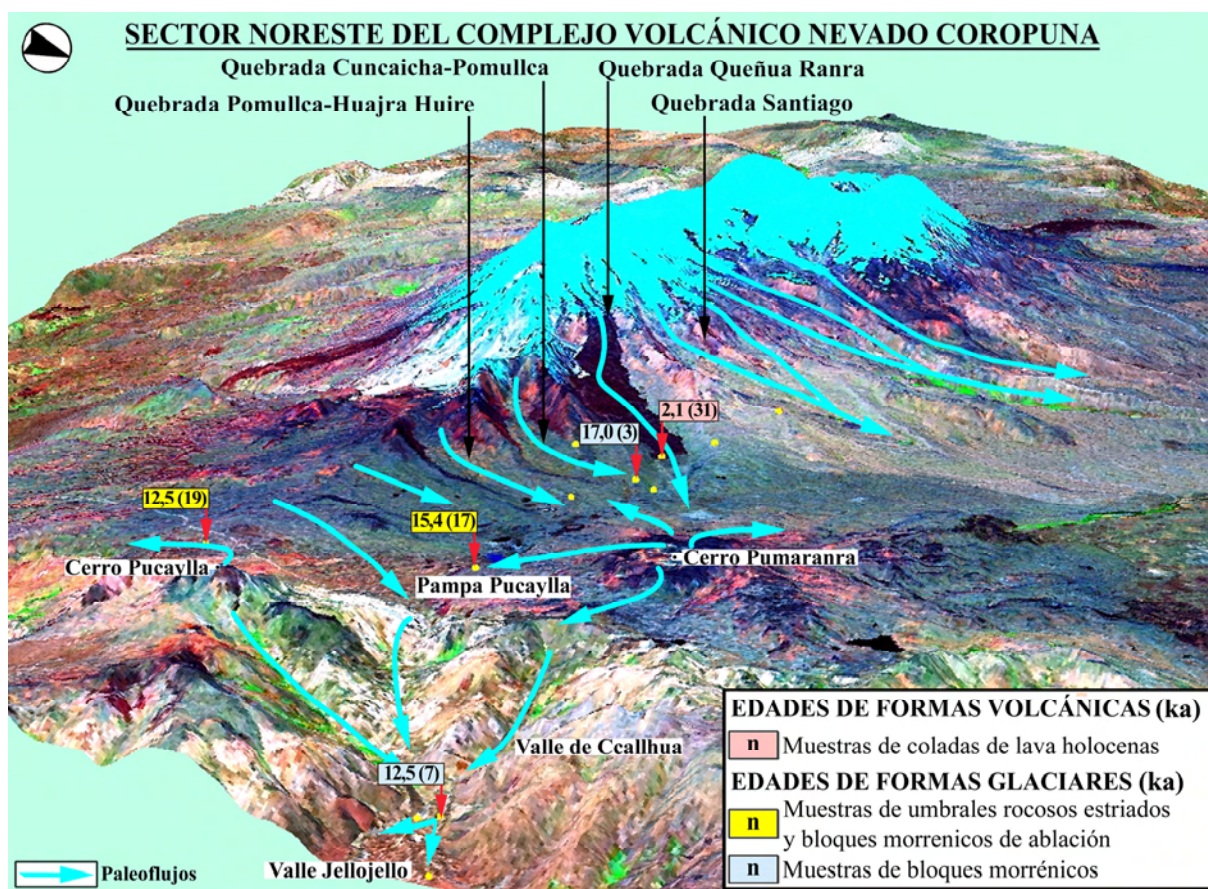
Finalmente se analizarán y discutirán el Último Máximo Glacial Regional (apartado 5.5.5.) y el posterior proceso de deglaciación (apartado 5.5.6.), comparando las edades de exposición obtenidas en el Nevado Coropuna con fechas de otras regiones de los Andes Centrales y el resto del planeta. De ese modo, pese a carecer en la actualidad de la mayor parte de las cronologías que se deducirán de los análisis que actualmente están realizando los laboratorios, se alcanzó una validación provisional de los resultados, sustentada en su compatibilidad con cronologías y *proxys* paleoclimáticos procedentes de fuentes diferentes.

### 5.5.1. Análisis de las edades de exposición disponibles en el estado actual de la investigación

#### 5.5.1.a) Descripción de los procesos relacionados con la exposición de las superficies a la radiación cósmica (sector NE)

Las estimaciones de las edades de exposición a la radiación cósmica de las unidades geomorfológicas de origen glaciar que se encuentran al NE del Nevado Coropuna son un correlato de la depresión y el incremento de la paleoELA climática en ese sector, donde la presencia del altiplano representó un factor determinante para la dinámica de las masas de hielo, imponiendo un límite topográfico a su expansión en torno a ~4900 m de altitud. Por esa causa cuando los paleoglaciares alcanzaron el nivel del altiplano se expandieron hasta rebosar más allá de sus límites, encauzándose por las quebradas que descienden hacia el Valle de los Volcanes hasta que la paleoELA geomorfológica se equilibró con la paleoELA climática.

La figura 5.60 es una vista tridimensional del sector NE del complejo volcánico, generada mediante la superposición de una imagen del satélite LANDSAT 7 registrada en el año 2000 sobre el modelo digital del terreno. En la vista se han señalado con puntos amarillos la localización de las superficies donde fueron recogidas las muestras y se han indicando las estimaciones de las edades de exposición actualmente disponibles (con el código de identificación de la muestra entre paréntesis), especificando su interpretación con los colores que se detallan en la leyenda. También se han representado los paleoflujos de las masas de hielo, que fueron deducidos de la geomorfología de las artesas y la dirección de las estrías de origen glaciar que se encontraron en los lechos rocosos.



**Figura 5.60:** modelo tridimensional del complejo volcánico Nevado Coropuna visto desde el NE.



Según se explicó con anterioridad (apartado 3.5.5.a) la evolución de los paleoglaciares de la vertiente septentrional del Nevado Coropuna durante el Último Máximo Glacial Regional ha estado controlada por la subsidencia tectónica diferencial de los bloques que compartimentan el complejo volcánico, de manera que las masas de hielo de la mitad occidental se dirigieron hacia el NO y las de la parte oriental hacia el NE, donde confluyeron con los paleoglaciares procedentes del Cerro Pumarranra y quedaron retenidas en el altiplano.

A medida que la paleoELA climática descendió por las vertientes del edificio oriental del Nevado Coropuna el máximo avance de los paleoglaciares se produjo en primer lugar en la quebradas Santiago y Queñua Ranra, procedentes del área de cumbres del complejo volcánico, a continuación en las quebradas Cuncaicha-Pomullca y Pomullca-Huajra Huire, con origen en los cerros que tienen esa misma denominación y alcanzan una altitud considerablemente menor, y después en el altiplano de Pampa Pucaylla.

El sector septentrional de esa planicie se extiende desde la base del edificio oriental del Nevado Coropuna hasta las inmediaciones de los cerros Pucaylla y Pumararra y la cabecera del valle Jellojello, que se abre en su límite NE. Como consecuencia de la depresión de la paleoELA climática los paleoglaciares se extendieron sobre Pampa Pucaylla conformando un extenso campo de hielo de decenas de metros de espesor que creció hasta desbordarse por su límite NE canalizándose por el interior de la quebrada Jellojello.

Las formas morrénicas presentes en ese valle demuestran que las masas de hielo descendieron por su interior hasta que la paleoELA geomorfológica se equilibró con la paleoELA climática y el frente de aparatos se detuvo en una altitud entre 4200 y 4300 m. Las evidencias indican que los paleoglaciares también recibieron aportes procedentes de las vertientes que enmarcan la quebrada Jellojello y sus valles tributarios. La disposición de al menos tres generaciones de morrenas, apareciendo las más recientes dentro de las artesas definidas por las más antiguas, sugiere que esas masas de hielo experimentaron sucesivamente varias fases de avance y retroceso.

Sobrevenida la deglaciación los paleoglaciares se retiraron rápidamente hasta el nivel del altiplano, en primer lugar, y a continuación hasta las quebradas de la vertiente septentrional del edificio oriental del Nevado Coropuna, de manera que en apenas 2 ka los frentes de los aparatos se encontraban en altitudes más elevadas que las morrenas laterales generadas en ese sector durante la expansión inicial.

En el interior de la quebrada Santiago se han conservado formas morrénicas que demuestran que en el Holoceno se produjeron nuevos reavances, aunque su conservación indica que su magnitud se fue reduciendo progresivamente hasta la Pequeña Edad del Hielo, la última y la menor de esas pulsaciones positivas.

Cuando los frentes de los paleoglaciares habían retrocedido hasta posiciones próximas a las actuales se reactivó la actividad volcánica y tuvo lugar la erupción que emitió la colada de lava que rellena parcialmente el fondo de la quebrada Queñua Ranra. Procedente del área de cumbres del edificio oriental del complejo volcánico o de una fractura abierta en su flanco septentrional, esa colada relleno parcialmente el fondo del valle glaciar. Por el hecho de aparecer afectada por la erosión glaciar exclusivamente en su sector superior, por encima de los arcos morrénicos frontales de la Pequeña Edad del Hielo, fue considerada de edad holocena en la cartografía geomorfológica.

**5.5.1.b) Interpretación geomorfológica de las edades de exposición del sector NE**

Con el objetivo de establecer la cronología de la máxima expansión de los paleoglaciares en el sector NE del Nevado Coropuna durante el Último Máximo Glacial Regional, en las campañas de trabajo de campo de 2005, 2007 y 2008 se extrajeron cinco muestras de las superficies de bloques emplazados en la cresta de las morrenas laterales de las quebradas Santiago, Queñua Ranra, Cuncaicha-Pomullca y Pomullca-Huajra Huire (muestras 1-5, figuras 5.23-5.27), cuya paleoELA geomorfológica se reconstruyó en el capítulo 3. Además se recogieron otras tres de bloques situados en las morrenas del valle Jellojello (muestras 6-8, figuras 5.33-5.35), que fueron depositadas por las masas de hielo que desbordaron el límite NE del altiplano de Pampa Pucaylla y se encauzaron por esa quebrada.

Para evaluar el ritmo del proceso de deglaciación se extrajeron muestras de las superficies de un bloque morrénico (muestra 17, figura 5.36) y un umbral rocoso con pulimento y estrías de origen glacial (muestra 19, figura 5.37) que quedaron expuestos a la radiación cósmica cuando las masas de hielo se retiraron definitivamente desde el altiplano de Pampa Pucaylla hacia las vertientes del edificio oriental del Nevado Coropuna.

También se recogió otra de una de las brechas que recubren la colada de lava de la quebrada Queñua Ranra (muestra 31, figuras 5.30 y 5.31), para conocer cuando sucedió la erupción que produjo su emisión.

Actualmente sólo están disponibles las estimaciones preliminares de las edades de exposición que se han deducido de las muestras recogidas durante la campaña trabajo de campo de 2005 (muestras 3, 7, 17, 19 y 31), a las que se hará referencia a continuación. El resto todavía están siendo analizadas en los laboratorios PRIME y ACTLABS.

**MUESTRA 3:** expansión de los paleoglaciares en el flanco NE del edificio oriental del Nevado Coropuna durante el Último Máximo Glacial Regional.

La acumulación de isótopos de cloro-36 en la muestra 3, procedente de la superficie de un bloque de las morrenas que se encuentran entre las quebradas Queñua Ranra y Cuncaicha-Pomullca, sugirió una edad de exposición de  $16,9 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka (figura 5.60). La deposición de ese bloque debió producirse cuando el paleoglacial Cuncaicha-Pomullca culminó su progresión.

La interpretación del mapa geomorfológico (figura 2.156) sugirió que el paleoglacial Cuncaicha-Pomullca, que inicialmente fluía con una dirección paralela a la del paleoglacial Queñua Ranra (SONE), giró bruscamente hacia el Oeste, impactando con la morrena lateral que esa masa de hielo había depositado previamente.

Como la presencia de la morrena demuestra que el paleoglacial Queñua Ranra ya había alcanzado su máxima expansión, se consideró que la edad de exposición deducida de la muestra 3 ( $16,9 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka) databa provisionalmente la culminación de la progresión de las masas de hielo en las quebradas Santiago, Queñua Ranra y Cuncaicha-Pomullca, y tampoco debía ser muy anterior al máximo avance del paleoglacial Pomullca-Huajra Huire.

En esa fase la paleoELA geomorfológica de los paleoglaciares se niveló con la paleoELA climática, y las masas de hielo alcanzaron el estado de equilibrio con el clima que se planteó en las hipótesis de la investigación que se explicaron en el apartado 1.3.

No obstante esas teorías deberán confirmarse mediante el establecimiento definitivo de las edades de exposición que se deduzcan de las muestras 1, 2, 4 y 5, que fueron recogidas para determinar las cronologías de las morrenas depositadas en las cuatro quebradas durante el Último Máximo Glacial Regional.

La determinación de esas fechas servirá para confirmar si la máxima expansión de las masas de hielo se produjo simultáneamente o si los paleoglaciares Santiago y Queñua Ranra respondieron primero a la depresión de la paleoELA climática, por proceder de altitudes más elevadas, y después lo hicieron los paloglaciares Cuncaicha-Pomullca y Pomullca-Huajra Huire, que descendieron desde cotas más reducidas.

Si la expansión glacial se produjo diferencialmente, la disponibilidad de esos datos abrirá nuevas líneas de investigación.

- Como puede considerarse que la depresión de paleoELA climática sucedió simultáneamente en toda la vertiente septentrional, comparando las edades de exposición de las cuatro quebradas podrá obtenerse una evaluación de la velocidad de la respuesta de las masas de hielo al cambio climático.

- La cronología que finalmente se asigne a la culminación de la expansión glacial en todas las quebradas del sector NE, que la muestra 3 ha establecido provisionalmente en  $16,9 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka, podrá atribuirse a cinco parámetros cuyo valor se dedujo en el presente trabajo.

1) La paleoELA geomorfológica estadísticamente representativa de los cuatro paleoglaciares (5138 m), que se reconstruyó en el capítulo 3 por el método *Area x Altitude Balance Ratio* (apartado 3.4.5).

2) La depresión de 789 m de la paleoELA con respecto a la ELA actual (5968 m), estimada por el mismo procedimiento.

3) El descenso de  $6,6^{\circ}\text{C}$  en la paleotemperatura del aire, resultado del producto de la depresión de la paleoELA por el gradiente vertical de la temperatura del aire (apartado 4.4.3.a).

4) El incremento de la precipitación en un 6,4%, que fue necesario aplicar en el modelo del balance de masa de los paleoglaciares para equilibrar la paleoELA climática en el nivel de la paleoELA geomorfológica (apartado 4.4.8).

5) El aumento de la humedad del clima en un 49%, que sugirió en el capítulo 4 la comparación de los diagramas bioclimáticos correspondientes al presente y el Último Máximo Glacial Regional (apartado 4.5.4.c).

Los paleoglaciares que descendieron por las quebradas procentes del área de cumbres del Nevado Coropuna (Santiago, Queñua Ranra, Cuncaicha-Pomullca y Pomullca-Huajra Huire) quedaron retenidas en el altiplano de Pampa Pucaylla por su encuentro con las masas de hielo que provenían del Cerro Pumarranra y la limitación topográfica impuesta por la presencia de la planicie.

La depresión de la paleoELA climática se tradujo en la aparición de otros paleoglaciares en los sectores más elevados del altiplano de Pampa Pucaylla, que se expandieron conformando un campo de hielo de decenas de metros de espesor que creció hasta desbordarse por el NE y canalizarse por las quebradas Jellojello y Ccallhua. A continuación se abordará la discusión de la interpretación de las muestras y las edades de exposición correspondientes a ese sector que están disponibles en el estado actual de la investigación.

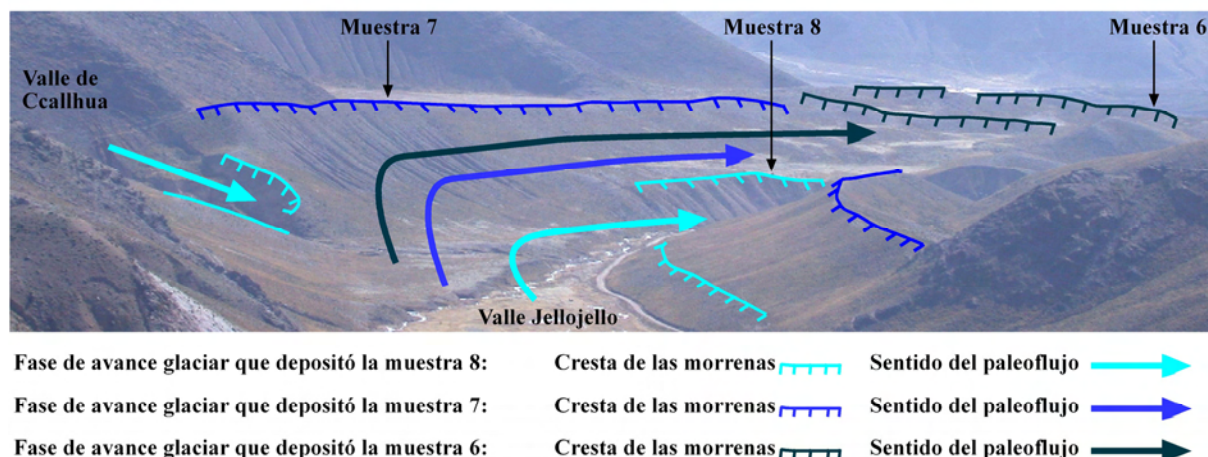


**MUESTRA 7:** expansión de los paleoglaciares en la quebrada Jellojello durante el Último Máximo Glacial Regional.

La interpretación de la evidencia geomorfológica en Jellojello sugirió que las masas de hielo que se canalizaron por esa quebrada experimentaron varias fases sucesivas de avance y retroceso. En la fotografía de la figura 5.61 se han representado la localización de los bloques de los que proceden las muestras 6, 7 y 8, la cresta de las morrenas y la dirección y el sentido de flujo de los paleoglaciares.

#### ARTESAS GLACIARES DE JELLOJELLO Y CCALLHUA (NE DEL NEVADO COROPUNA)

MUESTRAS, FORMAS MORRÉNICAS, DIRECCIÓN Y SENTIDO DE LOS PALEOFLUJOS DE LAS MASAS DE HIELO



**Figura 5.61:** evidencias geomorfológicas de la dinámica de los paleoglaciares en la quebrada Jellojello.

En el mapa geomorfológico del complejo volcánico Nevado Coropuna que se presentó en el capítulo 2 (figura 2.156) se cartografiaron tres grupos de morrenas en el sector inferior de la quebrada Jellojello.

- **Grupo 1:** constituido por un conjunto de arcos morrénicos que presentan un estado de conservación significativamente más deficiente que el resto. Por esa causa se interpretó que debían haber sido generados por una fase de expansión anterior al Último Máximo Glacial Regional. La presencia de varias generaciones de formas, que se extienden hasta más allá del área visible en la fotografía de la figura 5.61, sugiere que las masas de hielo experimentaron durante esa fase varios reavances sucesivos.

- **Grupo 2:** integrado por dos cordones morrénicos laterales mucho mejor preservados que se adosan a las vertientes de la quebrada y reflejan el avance de un paleoglaciar que superó el centenar de metros de espesor, desmanteló las formas del primer grupo actualmente desaparecidas y alcanzó una posición próxima a los arcos morrénicos que todavía se conservan.

- **Grupo 3:** incluye las morrenas generadas por dos lenguas de hielo que según se deduce de la altura de sus crestas sobre el fondo del valle tuvieron un espesor del orden de algunas decenas de metros, considerablemente menor que los aparatos de las fases anteriores.

- Una de las lenguas se canalizó por el interior de la artesa definida por las morrenas laterales del grupo 2 y sus depósitos quedaron adosados a sus laderas.

- La afluencia de la otra lengua desde la quebrada de Ccallhua, tributaria del valle Jellojello por el Norte, rompió la morrena lateral septentrional del grupo 2, formando un arco morrénico frontal que aparece encajado en su interior, como puede observarse en la parte izquierda de la fotografía de la figura 5.61.

Para establecer la cronología de los tres conjuntos de morrenas de la quebrada Jellojello se extrajeron muestras del arco morrénico más avanzado del grupo 1 (muestra 6) y los cordones morrénicos laterales septentrionales de los grupos 2 (muestra 7) y 3 (muestra 8). En el estado actual de la investigación sólo se conoce la estimación preliminar de la edad de exposición deducida de la muestra 7, que sugirió que el avance de ese paleoglaciario tuvo lugar hacia  $12,5 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka.

Los resultados que se deduzcan de los análisis de la muestra 6 deben confirmar si el paleoglaciario que generó los arcos morrénicos frontales de los que procede son anteriores al Último Máximo Glacial Regional. Los que indique la muestra 8 servirán para determinar cuando sucedió el reavance que emplazó el bloque del que se extrajo. Esa pulsación tuvo que ocurrir poco tiempo después que la que depositó la morrena de la que proviene la muestra 7 ( $12,5 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka), teniendo en cuenta que las evidencias sugieren que el retroceso de los paleoglaciares del altiplano debió comenzar en esa misma época.

### **MUESTRAS 17 y 19:** deglaciación del campo de hielo de Pampa Pucaylla

Además de las muestras a las que se acaba de hacer referencia, procedentes de las morrenas de la vertiente NE del Nevado Coropuna (1-5) y la quebrada Jellojello (6-8), también se recogieron otras dos en Pampa Pucaylla (17 y 19), para determinar cuando comenzó el proceso de deglaciación en el altiplano.

- La muestra 17 se recogió en la superficie de un bloque que formaba parte de la carga transportada por un paleoglaciario que descendió del Cerro Pumarranra y quedó depositado en el altiplano hacia  $15,4 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka, cuando la masa de hielo se retiró hacia su área fuente, una meseta de poco más de  $2 \text{ km}^2$  que se encuentra a 5050 m de altitud.
- La muestra 19 se extrajo de un lecho rocoso situado 4 km al SE del bloque del que proviene la muestra 17. Su edad de exposición sugirió que la deglaciación del campo de hielo de Pampa Pucaylla ya debía haber comenzado hacia  $12,5 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka.

Sin embargo las evidencias geomorfológicas discutidas con anterioridad demuestran que después del comienzo de la deglaciación de los paleoglaciares del Cerro Pumarranra, en la fecha indicada por la muestra 17 ( $15,4 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka), las masas de hielo descendieron por el interior del valle Jellojello y depositaron el bloque del que procede la muestra 7 hacia  $12,5 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka.

Esa dinámica se explica porque la ELA climática ascendió hasta una cota demasiado alta para que se conservasen los paleoglaciares del Cerro Pumarranra, pero suficientemente baja para que las masas de hielo procedentes áreas más elevadas se encauzasen por los valles que se abren más allá del límite septentrional del altiplano.

La semejanza de las cronologías deducidas de las muestras 7 y 19 ( $12,5 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka) implica que la retirada de los aparatos desde el tramo inferior del valle Jellojello hasta el nivel de Pampa Pucaylla tuvo que producirse con gran rapidez, salvando un desnivel de ~500 m en sólo algunos cientos de años.

La hipótesis es coherente con las edades de exposición vinculadas con el proceso de deglaciación que se estimaron para la quebrada Cospanja, al SE del Nevado Coropuna (que se van a exponer en el apartado 5.5.1.b), y demuestra que un cambio climático suficientemente intenso puede provocar la desaparición de grandes volúmenes de hielo en periodos relativamente cortos de tiempo.

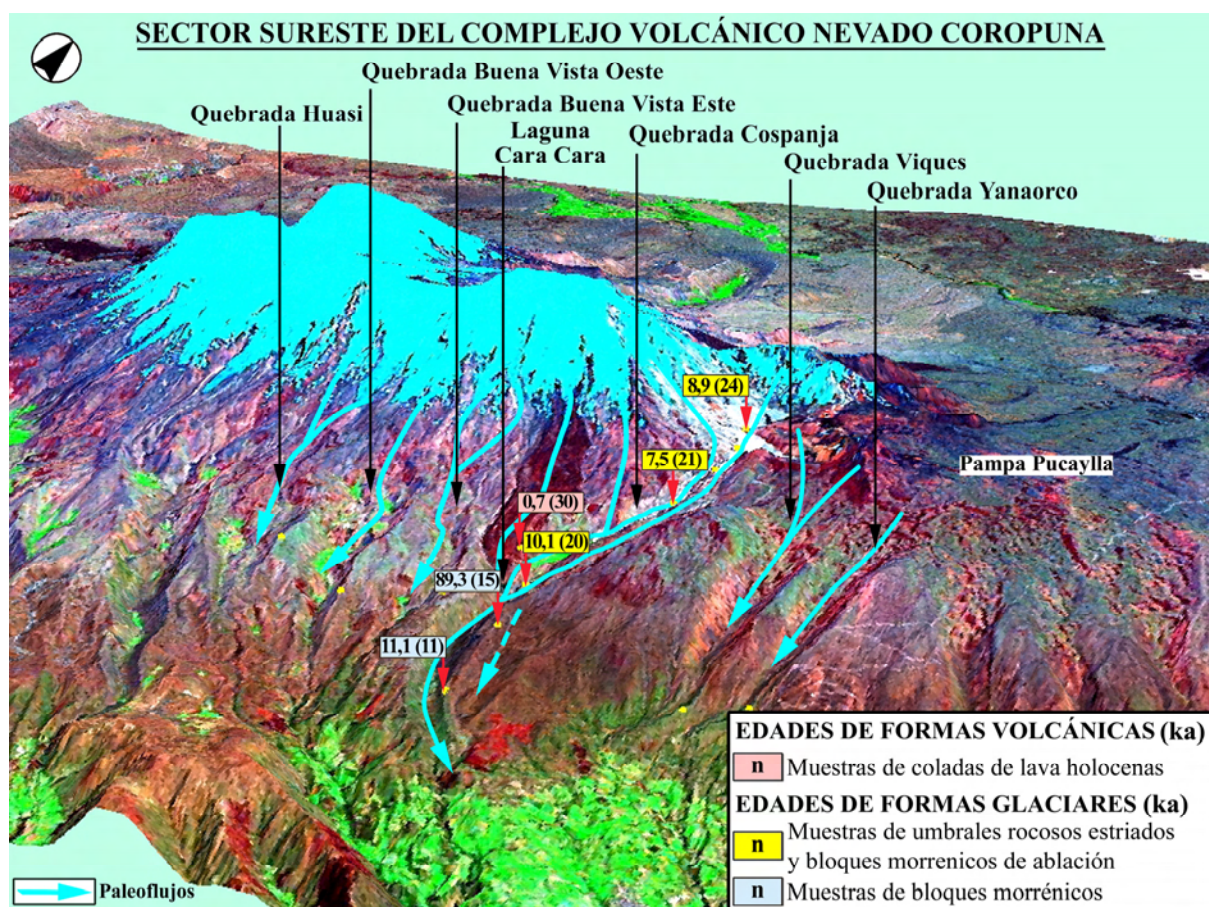
**MUESTRA 31:** emisión de la colada de lava de la quebrada Queñua Ranra.

En la superficie de una de las brechas que recubren la colada de lava que rellena parcialmente el fondo de la quebrada Queñua Ranra se extrajo otra muestra (31) para determinar la fecha en la que se produjo su emisión. La edad de exposición sugerida por esa muestra ( $2,1 \pm 0,1$   $^{36}\text{Cl}$  ka) confirmó el carácter reciente de esa erupción, y que el Nevado Coropuna debe ser considerado un centro volcánico activo.

La misma cronología puede atribuirse a las bombas de caída que se distribuyen por delante del frente de la colada de lava de Queñua Ranra, generadas por la desobstrucción del conducto de salida del volcán, y también a los depósitos laháricos que fueron cartografiados en el mapa geomorfológico en la parte inferior del valle (figura 2.156), generados por la fusión repentina de una parte de las masas de hielo que se encontraban en el área de cumbres. En sentido amplio, la erupción fue contemporánea al último evento subpliniano del Misti, que tuvo lugar entre 2,0 y 2,3 ka (Thouret et al., 2002).

### 5.5.1.c) Descripción de los procesos relacionados con la exposición de las superficies a la radiación cósmica (sector SE)

La figura 5.62 es un modelo tridimensional del complejo volcánico Nevado Coropuna visto desde el SE, en el que se ha indicado la localización de las muestras que se recogieron en ese sector, su contexto geomorfológico, las edades de exposición actualmente disponibles y la dirección y el sentido de los paleoflujos de las masas de hielo, utilizando la misma simbología que se usó en la figura 5.61.



**Figura 5.62:** vista tridimensional del sector SE del complejo volcánico Nevado Coropuna.



Al igual que en el cuadrante NE, las edades de exposición del sector SE del Nevado Coropuna también reflejan la depresión y el incremento de la paleoELA climática en ese sector. La dirección de flujo del paleoglaciador que depositó las morrenas de las vertientes del *planeze* comprendido por las quebradas Cospanja y Viques se ha representado con una línea discontinua porque se interpretó que su avance se produjo durante una fase anterior al Último Máximo Glacial Regional. En ese momento todavía no habían terminado de modelarse los *planezes* y sus laderas estaban conectadas topográficamente con el área de cumbres, de donde procedían las masas de hielo. Posteriormente las acciones de sobre-excavación profundizaron los valles y desde entonces los paleoglaciares se canalizaron exclusivamente por su interior, eludiendo el dorso de los *planezes*. De ese modo se han conservado hasta el presente las formas morrénicas depositadas en esas vertientes.

Durante el Último Máximo Glacial Regional, a medida que la paleoELA climática descendió por las vertientes del sector SE del Nevado Coropuna, la progresión de los paleoglaciares se produjo en primer lugar en la quebradas Huasi, Buena Vista Oeste, Buena Vista Este, y Cospanja, procedentes del área de cumbres del complejo volcánico, a continuación en Pampa Pucaylla y después en las quebradas Yanaorco y Viques.

En ausencia del límite topográfico impuesto en la vertiente septentrional por la presencia del altiplano, las masas de hielo descendieron en la parte meridional hasta cotas menos elevadas, como refleja la altitud mínima de las morrenas laterales de las quebradas Yanaorco, Viques y Cospanja (~3600 m). Por ese motivo la máxima expansión de los paleoglaciares del sector SE se retrasó ligeramente con respecto al NE. Probablemente fue inmediatamente posterior al avance inicial del paleoglaciador Jellojello, representado por la muestra 7, y contemporánea al reavance con el que se vincula la muestra 8.

Con pequeñas diferencias debidas a la orientación, el proceso de deglaciación en el sector SE debió comenzar prácticamente al mismo tiempo que en el NE, y también se tradujo en un rápido ascenso del frente de los aparatos glaciares, que en apenas 2 ka habían retrocedido hasta el nivel de la cabecera de las quebradas Yanaorco, Viques y la parte oriental de Cospanja (~5000 m).

Como consecuencia de la reactivación de la actividad volcánica que parece haberse producido durante el Holoceno reciente, coincidiendo con el desarrollo del proceso de deglaciación, el edificio oriental del complejo volcánico Nevado Coropuna emitió una colada de lava que descendió por la vertiente occidental de la quebrada Cospanja, con el mismo origen, aspecto y grado de conservación que la que se canalizó por el interior de la quebrada Queñua Ranra, en el cuadrante NE.

#### **5.5.1.d) Interpretación geomorfológica de las edades de exposición del sector SE**

Para determinar las cronologías de las fases de avance de las masas de hielo se recogieron seis muestras de las superficies de otros tantos bloques situados en la cresta de las morrenas laterales de las quebradas Yanaorco, Viques, Cospanja, Buena Vista Este, Buena Vista Oeste y Huasi (muestras 9-14, figuras 5.38-5.43), cuya paleoELA se reconstruyó en el capítulo 3. Además, con el fin de conocer el ritmo de la deglaciación se extrajeron cinco muestras de las superficies de una serie de umbrales rocosos con pulimento y estrías glaciares que se localizan en diferentes niveles altitudinales de la quebrada Cospanja (muestras 20-24, figuras 5.45-5.49). También se recogió otra muestra de la superficie de una de las brechas que recubren la lava holocena de la vertiente occidental de la quebrada Cospanja (muestra 30, figuras 5.50 y 5.51), para conocer cuando tuvo lugar la erupción que produjo su emisión.

Como en el caso del flanco septentrional, en el momento de redactar esta memoria no están disponibles la mayor parte de los resultados de los análisis que los laboratorios PRIME y ACTLABS están realizando con las muestras procedentes de la vertiente meridional del Nevado Coropuna, de manera que no ha sido posible establecer todas las edades de exposición. No obstante se conocen las cronologías deducidas de los análisis de seis muestras recogidas durante la campaña de trabajo de campo de 2006 (11, 15, 20, 21 y 24), que serán discutidas a continuación.

**MUESTRA 15:** fases de expansión glacial anteriores al Último Máximo Glacial Regional.

La acumulación de isótopos de cloro-36 en la muestra 15 indicó una edad de exposición de la superficie de la que procede de  $89,3 \pm 2,7$   $^{36}\text{Cl}$  ka, confirmando las hipótesis que se plantearon en el apartado 3.5.5.a, en el que las morrenas depositadas en las vertientes del *planeze* que se encuentra entre las quebradas Cospanja y Viques fueron atribuidas a fases de expansión anteriores al Último Máximo Glacial Regional.

Teniendo en cuenta la cronología deducida de la muestra 15, esas morrenas pudieron depositarse durante el estadio isotópico MIS5b, entre 60 y 70  $^{14}\text{C}$  cal ka antes del Último Máximo Glacial Regional. Como ese estadio isotópico se identifica con un periodo interglacial, ese hecho demostraría que las fases de expansión de las masas de hielo pueden haber estado presentes en el Nevado Coropuna durante la mayor parte del Pleistoceno, y que sus fases de expansión no solamente se relacionan con la evolución de la paleotemperatura, sino que también presentan una marcada dependencia de los cambios experimentados por la paleoprecipitación.

**MUESTRA 11:** expansión de los paleoglaciares en las quebradas del sector SE del complejo volcánico Nevado Coropuna durante el Último Máximo Glacial Regional.

Mucho más reciente ha resultado la edad de exposición de la superficie del bloque del que procede la muestra 11, que sugiere que las morrenas laterales de la quebrada Cospanja se depositaron hace  $11,1 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka. No obstante las cronologías que se deduzcan de las muestras 9, 10, 12, 13 y 14 deberán confirmar si el avance de las masas de hielo en las demás quebradas del sector SE sucedió coherentemente con esa fecha.

El interés de esa cuestión reside en asignar una cronología a dos datos que se dedujeron en la tercera etapa de la investigación:

- 1) La paleoELA geomorfológica de los paleoglaciares del sector SE durante el Último Máximo Glacial Regional (4951 m), reconstruida por el método *Area x Altitude Balance Ratio*.
- 2) La depresión de 911 m de la paleoELA geomorfológica con respecto a la ELA geomorfológica actual (5886 m), estimada por el mismo procedimiento.

Con esos resultados y los registros que en la actualidad están realizando los termómetros instalados en 2008 en diferentes altitudes de la quebrada Cospanja se elaborarán reconstrucciones del balance de masa de los paleoglaciares del cuadrante SE del Nevado Coropuna y modelos paleoclimáticos como los que fueron presentados en los apartados 4.4.8 y 4.5.4.c para el sector NE del complejo volcánico. Esas simulaciones contribuirán a conocer la magnitud de la expansión de las masas de hielo durante el Último Máximo Glacial Regional y su contexto paleoclimático.

### **MUESTRAS 20, 21 y 24:** deglaciación de los paleoglaciares de la quebrada Cospanja

Además de las edades de exposición que acaban de discutirse, en relación con la expansión de las masas de hielo en la vertiente Sur del complejo volcánico Nevado Coropuna, en el estado actual de la investigación también se conocen tres fechas que permitieron realizar una interpretación preliminar del proceso de deglaciación en la quebrada Cospanja.

Las edades de exposición sugeridas por las muestras 20 ( $10,1 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka), 21 ( $7,5 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka) y 24 ( $8,9 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka), recogidas en una serie de umbrales rocosos con pulimento y estrías de origen glaciar que se localizan en el interior de ese valle, a 4266, 4724 y 5059 m de altitud, deben reflejar el ritmo con el que se produjo la retirada de las masas de hielo por sus vertientes.

Para analizar ese proceso se elaboró un modelo relacionando las edades de exposición con los desniveles existentes entre las superficies de las que proceden las muestras. Las cronologías que se deduzcan de las muestras 22 y 23, que actualmente están siendo analizadas por los laboratorios PRIME y ACTLABS, servirán para incrementar la resolución del modelo, debido a que provienen de dos lechos rocosos que se encuentran en altitudes intermedias (4882 y 4988 m) entre los niveles de las muestras 21 y 24 (4724 y 5059 m).

Las muestras 16 y 25-28, que también se encuentran los laboratorios, proceden respectivamente de un bloque de la morrena lateral meridional de la quebrada Río Blanco y cuatro umbrales rocosos con pulimento y estrías de origen glaciar localizados a 4690, 4891, 4971 y 5059 m de altitud, en el mismo valle del sector SO del Nevado Coropuna. Con esos resultados se elaborará un segundo modelo de deglaciación que podrá contrastarse con la versión definitiva de la simulación de la quebrada Cospanja.

En el estado actual de la investigación el modelo provisional de deglaciación de la quebrada Cospanja permitió realizar una evaluación preliminar de las cronologías y validar las edades de exposición a través del establecimiento de correlaciones coherentes con *proxys* paleoclimáticos que serán explicadas en el apartado 5.5.6. A continuación se exponen los resultados sugeridos por el modelo provisional de deglaciación.

### **Modelo de deglaciación de los paleoglaciares de la quebrada Cospanja**

La muestra 20 (4266 m) procede de una superficie con pulimento y estrías de origen glaciar situada en el umbral de salida de la cubeta de sobre-excavación que actualmente esta ocupada por la laguna Cara Cara. La interpretación de la cartografía geomorfológica sugirió que en esa posición debía producirse la confluencia de los aparatos que descendían desde el flanco SE del edificio oriental del Nevado Coropuna y los escarpes de menor altitud que se encuentran inmediatamente hacia el Este (figura 5.62).

La dirección de las estrías de la superficie de la que procede la muestra 20 (figura 5.45) sugirió que la cubeta que actualmente rellena la laguna Cara Cara fue generada por las acciones de sobre-excavación de las masas de hielo procedentes de la vertiente oriental de la quebrada Cospanja, que se incorporaban al flujo principal después de superar el umbral de salida. Dicho flujo provenía de la vertiente occidental de la quebrada, y durante su descenso recogía consecutivamente los aportes de las masas de hielo del área de cumbres del Nevado Coropuna.



Las edades de exposición deducidas de las muestras 11-20-21 representan la secuencia cronológica de la deglaciación de los aparatos procedentes del área de cumbres (paleoglaciación occidental), y las que sugirieron los análisis de las muestras 11-20-24, el retroceso de las masas de hielo que descendían desde los escarpes del sector Este de la cabecera de la quebrada Cospanja (paleoglaciación oriental).

En la tabla de la figura 5.63 se han resumido la altitud mínima alcanzada en la salida del valle por la masa de hielo resultante de la confluencia del paleoglaciación occidental y el paleoglaciación oriental, las cotas en las que se recogieron las muestras, las edades de exposición y los valores que reflejan el proceso de deglaciación en términos de desnivel (m) y tiempo (años). También se indica la tasa de deglaciación que se dedujo del cociente de ambos parámetros (m/año).

**DEGLACIACIÓN DE LOS PALEOGLACIARES DE LA QUEBRADA COSPANJA (SECTOR SE DEL NEVADO COROPUNA)**

Muestra	Unidad geomorfológica	Altitud (m)	Edad de exposición (años)	$\Delta Z$ (m)	$\Delta$ Edad (años)	Tasa de deglaciación (m/año)
11	Altitud mínima de las masas de hielo	3614	11100	-	-	-
20	Lecho con pulimento glaciar	4266	10100	652	1000	1,5
21	Lecho con pulimento glaciar	4724	7500	1110	3600	3,2
24	Lecho con pulimento glaciar	5059	8900	793	1200	1,5

**Figura 5.63:** modelo provisional de deglaciación de la quebrada Cospanja.

A la altitud mínima del paleoglaciación medida en el lecho (3614 m) puede atribuírsele la edad de exposición sugerida por la muestra 11 ( $11,1 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka), procedente de un bloque emplazado sobre la cresta de la morrena lateral oriental de la quebrada Cospanja, considerando que en esa fecha las masas de hielo debieron rellenar completamente el valle.

En los cálculos no se tuvo en cuenta el error de las estimaciones de las edades de exposición, que proviene de la indeterminación de la acumulación de cosmonucleidos cometida por el laboratorio PRIME. Las reducidas diferencias entre las fechas indicadas por las muestras demuestran la rapidez del proceso de deglaciación, coherentemente con los resultados obtenidos en el sector NE.

La cronología señalada por la muestra 20, extraída del umbral de salida de la laguna Cara Cara (4266 m) sugiere que la retirada de las masas de hielo y la exposición de esa superficie a la radiación cósmica sucedió hacia  $10,1 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka. Desde el momento en el que ese umbral de salida quedó expuesto a la radiación cósmica el paleoglaciación oriental dejó de funcionar como tributario del paleoglaciación occidental.

Sin embargo el frente del aparato occidental posiblemente se mantuvo durante algún tiempo por debajo del nivel de la laguna, debido a que su área fuente se encontraba más elevada (~6300 m) que la del aparato oriental, procedente del sector oriental de la cabecera de la quebrada (~5100-5200 m).

La muestra 24 procede del umbral de salida de una cubeta de sobre-excavación (5059 m) que se encuentra en la base del circo del que procedía el paleoglaciación oriental, y actualmente esta colmatada por depósitos laháricos. Su edad de exposición indica que las masas de hielo desaparecieron de esa posición hacia  $8,9 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka, retirándose hacia su área fuente.

La cronología deducida de la muestra 21 es algo posterior ( $7,5 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$ ), a pesar de encontrarse a menor altitud (4724 m), demostrando que el paleoglaciación occidental todavía conservaba una notable longitud cuando el frente del paleoglaciación oriental había retrocedido hasta su área fuente.

Como era de esperar las evidencias demostraron que los aparatos procedentes de sectores más elevados conservaron una longitud superior. Sin embargo sus tasas de deglaciación fueron más elevadas que las observadas en los aparatos que provenían de altitudes menores y actualmente han desaparecido.

- **La tasa de deglaciación del paleoglaciador oriental (serie 11-20-24)** se mantiene en los mismos valores (1,5 m/año) en los dos tramos que se encuentran por debajo y por encima de la laguna Cara Cara, demostrando que su retirada se produjo con un ritmo constante.
- **La tasa de deglaciación del paleoglaciador occidental (serie 11-20-21)** se acelera considerablemente en el segundo tramo (3,2 m/año) con respecto al primero (1,5 m/año).

La aceleración experimentada por el retroceso de las masas de hielo procedentes del área de cumbres se explica por un brusco cambio climático que tuvo lugar entre 9 y 7 <sup>14</sup>C cal ka y quedó registrado en la evolución demográfica del plancton criófilo del Lago Titicaca, como se explicará en el apartado 5.5.6.

**MUESTRA 30:** emisión de la colada de lava de la quebrada Cospanja.

En el momento de redactar esta memoria también se conoce la estimación preliminar de la edad de exposición de la muestra 30, que se extrajo de la superficie de una de las brechas que recubren la colada de lava que está emplazada en la vertiente occidental de la quebrada Cospanja. Su interés consiste en contribuir a evaluar la actividad volcánica del Nevado Coropuna durante el Holoceno reciente, conjuntamente con la edad de exposición deducida de la muestra 31 en el sector NE para la colada de lava de la quebrada Queñua Ranra ( $2,1 \pm 0,1$  <sup>36</sup>Cl ka), y la que se determine en la vertiente occidental del complejo volcánico para la colada de lava del cerro Sepulturayoc (muestra 29), cuando estén disponibles los resultados de los análisis que actualmente están realizando los laboratorios.

Las cronologías disponibles demuestran que el Nevado Coropuna tiene que ser catalogado como centro volcánico activo, adoptando las necesarias medidas de vigilancia por el riesgo que implica la amenaza de que se desencadenen lahares y la localización extremadamente vulnerable de la población, cuestiones que fueron ampliamente explicadas en el apartado 1.2.

El desconocimiento anterior de la actividad del Nevado Coropuna se debía simplemente a que las erupciones se produjeron en el más completo anonimato, por su emplazamiento remoto y el carácter reciente del poblamiento de la región.

Por el contrario, la actividad reciente del Misti está bien documentada porque se encuentra a sólo 16 km de la plaza de armas de la ciudad de Arequipa, cuya fundación se remonta a la época pre-hispánica.

Como en el caso de la colada de lava de la quebrada Queñua Ranra, el recuento de los átomos de cloro-36 de la muestra 30 confirmó el carácter reciente de la colada de lava de la quebrada Cospanja, indicando que su emisión debió producirse hace sólo  $0,7 \pm 0,2$  <sup>36</sup>Cl ka. Esa erupción también es contemporánea, en sentido amplio, con dos eventos sucedidos en el Misti en los siglos XV y XVI.

- El primero, documentado por la tradición oral prehispánica, sucedió entre 1440 y 1470, en tiempos del Inca Pachacutec (Murúa, 1925).
- El segundo, registrado por León Pinelo, cronista mayor de las Indias, tuvo lugar en 1582, en plena época colonial (Barriga, 1951).

### 5.5.2. Análisis de las edades de exposición deducidas por Bromley et al (2009)

En un trabajo reciente (Bromley et al., 2009) se han publicado estimaciones de las edades de exposición de las superficies de bloques y cantos de los depósitos morrénicos de cuatro quebradas del complejo volcánico Nevado Coropuna. Las cronologías fueron establecidas mediante la medición de la acumulación de cosmonucleidos de helio-3 en augitas, minerales de cristalización monoclinica de la serie alumínica de los clinopiroxenos.

Una vez recogidas las muestras los métodos empleados en el laboratorio consistieron en moler y tamizar las rocas con el fin de separar una parte de la fracción comprendida entre 125 y 250  $\mu\text{m}$ . Posteriormente, utilizando líquidos pesados, selección magnética y recolección manual, separaron los piroxenos y realizaron el recuento de átomos de helio-3 en un espectrómetro de masas, siguiendo protocolos propuestos en publicaciones anteriores (Schäfer et al., 1999; Winckler et al., 2005).

Para establecer las edades de exposición emplearon la aplicación *CRONUS-Earth online calculators*, disponible en la dirección <http://hess.ess.washington.edu> y ampliamente descrita en Balco et al (2008). Utilizando dos procedimientos distintos para ajustar la producción de cosmonucleidos, denominados Lm (Lal, 1991; Nishiizumi et al., 1989; Stone, 2000) y Li (Lifton et al., 2005), obtuvieron dos tasas de producción de helio-3,  $117 \pm 6$  átomos/g/año (Lm) y  $131 \pm 6$  átomos/g/año (Li), con las que realizaron diferentes estimaciones de las edades de exposición.

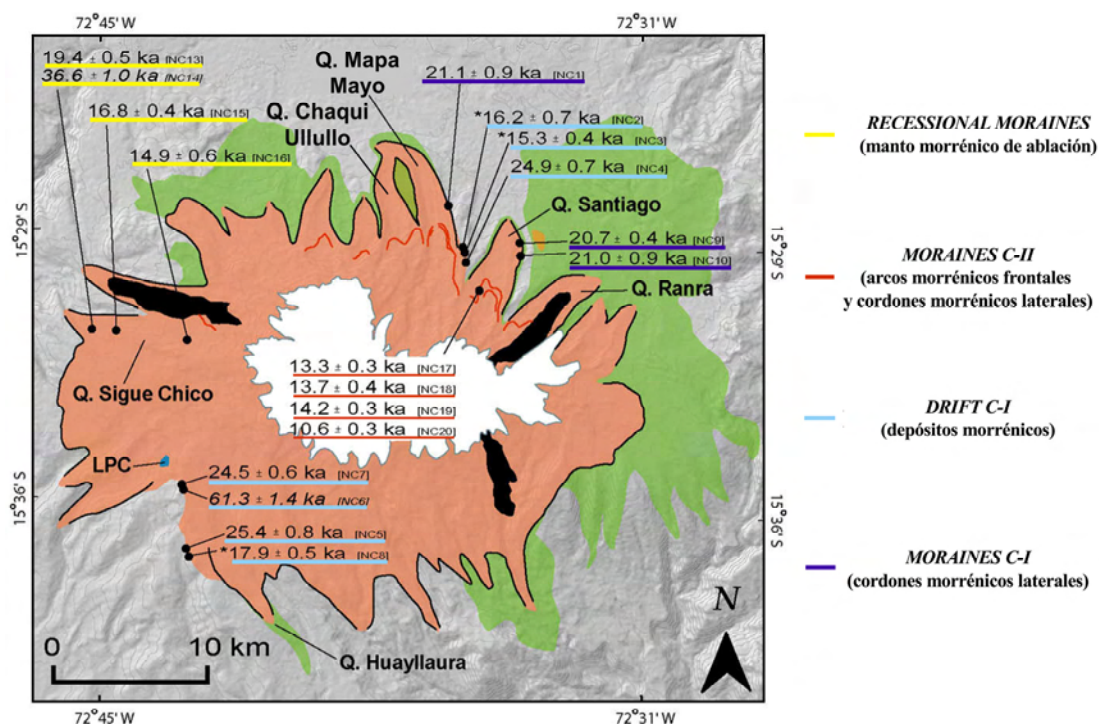
La figura 5.64 es una reproducción del mapa geomorfológico del Nevado Coropuna en el que Bromley et al (2009) indicaron la localización de las muestras y las edades de exposición que dedujeron aplicando la tasa de acumulación de helio-3 calculada por el método Lm, que calibra mejor la producción de cosmonucleidos (Balco et al., 2008). En el mapa se han realizado algunas modificaciones con respecto a la versión original, que carecía de leyenda, para aclarar la vinculación de las edades de exposición con las unidades geomorfológicas:

- Las edades de exposición se han subrayado con distintos colores que expresan con que unidades geomorfológicas se relacionan.
- Se ha redefinido la tipología de la versión original (que se indica con cursivas mayúsculas), debido a que la terminología empleada era confusa y no se utilizaban conceptos estrictamente geomorfológicos. Las nuevas categorías (en letras minúsculas y entre paréntesis) son conceptos geomorfológicos que explican por sí solos el origen y el significado de las unidades.

Con esas premisas la leyenda consta de las siguientes categorías (en orden cronocreciente):

- Manto morrénico de ablación (*MORAINES C-I*): material procedente de la deposición de la carga que transportaban los paleoglaciares.
- Arcos morrénicos frontales y cordones morrénicos laterales (*MORAINES C-II*): generados por reavances de las masas de hielo en época holocena.
- Depósitos morrénicos en sentido amplio (*DRIFT C-I*): interpretados por Bromley et al. (2009) como materiales de origen glaciar que permiten delimitar el área máxima alcanzada por la progresión de las masas de hielo.
- Cordones morrénicos laterales (*MORAINES C-I*): formados por el último máximo avance de los paleoglaciares.





**Figura 5.64:** mapa geomorfológico del Nevado Coropuna publicado por Bromley et al (2009).

Los criterios que Bromley et al (2009) emplearon para seleccionar las unidades geomorfológicas en las que recogieron las muestras contradicen los requisitos que se expusieron en el apartado 5.3.2.a, afectando en algunos casos a la fiabilidad de las edades de exposición.

Según indicaron en la publicación original (tabla 1, página 5), sólo dos de las 17 muestras (NC9 y NC10) procedían de la superficie de bloques con un tamaño  $> 1$  m. Bromley et al (2009) justificaron las dimensiones de los demás bloques sosteniendo que por tratarse de una región árida las precipitaciones en forma de nieve apenas tienen relevancia en el Nevado Coropuna. Sin embargo las fotografías aéreas (especialmente las de 1955), las imágenes de satélite, las fotografías de campo y los datos de los termómetros del aire que se han presentado en capítulos anteriores demuestran que la nieve puede alcanzar espesores notables en el complejo volcánico. Además los modelos que se presentaron en el capítulo 4 pusieron de manifiesto que la precipitación durante el Último Máximo Glacial Regional fue un 49% superior a la actual y la isoterma anual media de  $0^{\circ}\text{C}$  de la temperatura del aire estaba situada a 4558 m de altitud, por debajo de todas las muestras recogidas por Bromley et al (2009).

Los hechos indican que la presencia de la nieve puede haber afectado a la tasa de producción de cosmonucleidos en mayor medida que supusieron esos autores, distorsionando algunas de las edades de exposición publicadas en su trabajo. No obstante hay tres fechas que ofrecen mayor fiabilidad, las que sugirieron las muestras NC9 ( $20,7 \pm 0,4$   $^3\text{He}$  ka) y NC10 ( $21,0 \pm 0,9$   $^3\text{He}$  ka), que procedían de dos bloques con tamaño  $> 1$  m de las morrenas laterales de la quebrada Santiago, y la muestra NC1 ( $21,1 \pm 0,9$   $^3\text{He}$  ka), por su coherencia con las anteriores e indicarse claramente que provenía de la cresta de una morrena lateral de la quebrada Mapa Mayo. En el estado actual de la investigación, teniendo en cuenta que todavía no se han determinado la mayor parte de las edades de exposición que pretenden establecerse, las cronologías publicadas por Bromley et al (2009) tienen gran interés para abordar más adelante la discusión de la expansión glacial (apartado 5.5.5). A continuación se van a presentar los *proxys* paleoclimáticos que conforman el marco de referencia en el que se apoyará esa discusión.

### 5.5.3. Marco paleoclimático de referencia

#### 5.5.3.a) *Proxys* paleoclimáticos a escala planetaria: la curva isotópica SPECMAP

Durante las últimas cinco décadas se han realizado numerosos trabajos que han analizado la proporción de isótopos de oxígeno ( $\delta^{18}\text{O}$ ) en la estratigrafía de testigos de sedimentos marinos procedentes de diferentes partes de la Tierra, proporcionando nuevos instrumentos para comprender la naturaleza de los climas del pasado. Los resultados de esos trabajos se han empleado para elaborar reconstrucciones de la paleotemperatura de la superficie del mar, estimaciones del volumen global del hielo presente en los continentes y variaciones a escala local de la salinidad de los océanos (Wright, 2000).

Los trabajos a los que se hizo referencia en la discusión de los resultados que se presentaron en el capítulo 4 (apartado 4.5.4.c) forman parte de un amplio registro que permitió establecer correlaciones a escala global de la paleotemperatura de la superficie del mar (Wright, 2000; Emiliani, 1955; Hays et al., 1976; Shackleton, 1967).

En esas investigaciones se analizó la proporción de isótopos de oxígeno-16 y oxígeno-18. Los átomos de  $^{16}\text{O}$  son más abundantes en la naturaleza, representando un ~99,75%, en tanto que los de  $^{18}\text{O}$  sólo constituyen un ~0,2% del total. Para determinar la proporción de ambos isótopos en una muestra de sedimentos se utilizan como referencia tasas de  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  establecidas previamente en muestras estándar. Con ese procedimiento se eliminan las variaciones externas que pueden afectar a la determinación del ratio y se contribuye a garantizar la coherencia entre datos procedentes de espectrómetros de masas diferentes (Wright, 2000). La proporción  $\delta^{18}\text{O}$  se calcula aplicando la siguiente ecuación:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ muestra}) - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ estándar})}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ estándar})}$$

Dependiendo si se trata de una muestra de agua o de carbonatos se utilizan como referencia diferentes muestras estándar.

- Para las muestras de carbonatos se usa como modelo una muestra denominada PDB, procedente de un fósil de Belemnites (*Belemnitella americana*), una especie extinta de molusco cefalópodo de la subclase *Coleoidea* de la formación cretácica Peedee, definida en Carolina del Sur (EEUU). Aunque la muestra original hace tiempo que se agotó se calibraron nuevas muestras estándar que sirven como referencia para realizar los cálculos (Wright, 2000).
- El modelo de referencia para medir la composición isotópica en muestras de agua es un valor promediado denominado SMOW (*Standard Mean Ocean Water*), que se estableció en la década de los años 60' del pasado siglo XX (Craig, 1961).

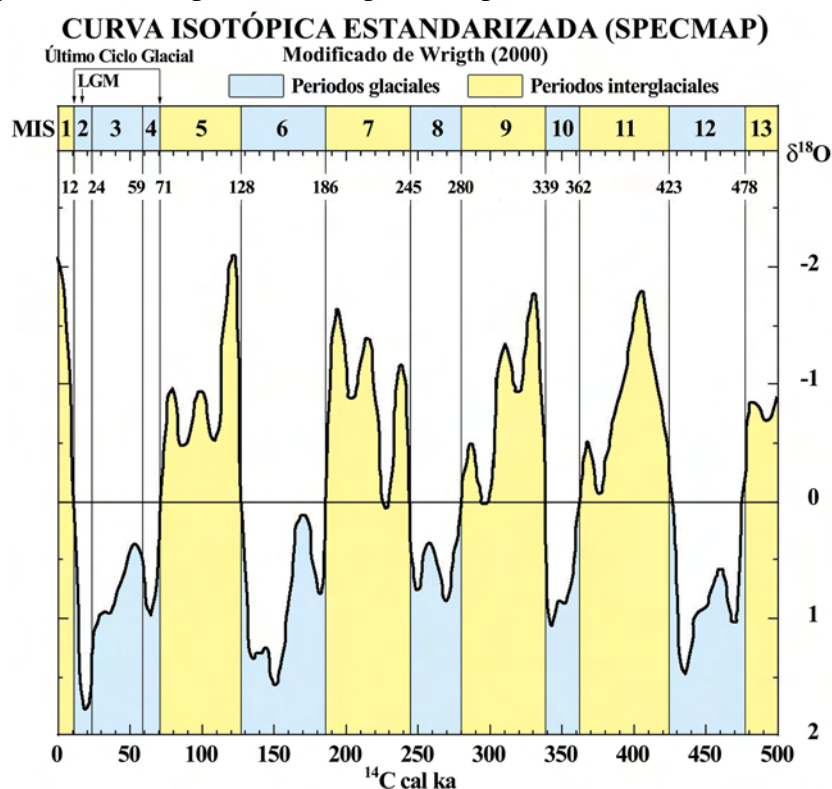
El registro estratigráfico de la relación isotópica  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  se ha empleado como referencia para definir los estadios isotópicos marinos, que usualmente se conocen con el acrónimo de su denominación anglosajona MIS (*Marine Isotope Stage*). No obstante, su definición ha variado considerablemente desde su versión original (Emiliani, 1955). El establecimiento de dataciones más precisas de corales y sedimentos marinos profundos (Broecker et al., 1968) incrementó la cronología propuesta inicialmente para el último periodo interglacial de 100 ka a 125 ka. Otras revisiones basadas en los cambios de polaridad paleomagnética observados en un testigo de sedimentos del Pacífico ecuatorial ajustaron las cronologías más dilatadas (Shackleton & Opdyke, 1973), permitiendo emplear los registros marinos de isótopos de oxígeno como instrumento cronoestratigráfico para la mayor parte del Pleistoceno (~1,8 Ma).

La constatación de la existencia de una correlación entre los registros marinos de isótopos de oxígeno y los patrones orbitales constituyó un importante avance en su refinamiento como herramienta cronoestratigráfica. Las variaciones de la órbita del planeta modifican el clima global porque afectan a la distribución de la insolación en la superficie terrestre.

En primer lugar se calcularon los cambios de la insolación relacionados con las variaciones orbitales (Milankovitch, 1941). Posteriormente los ciclos de la insolación se compararon con registros paleoclimáticos de los océanos australes, comprobándose que podían explicar los cambios paleoclimáticos desde hace 2,0 Ma (Hays et al., 1976). Más adelante las variaciones orbitales se relacionaron con la relación isotópica  $\delta^{18}\text{O}$  medida en carbonatos de testigos de sedimentos marinos de diferentes partes del planeta. De ese modo Imbrie et al (1984) desarrollaron la curva SPECMAP, obteniendo una precisión cronológica del orden de  $\pm 5$  ka.

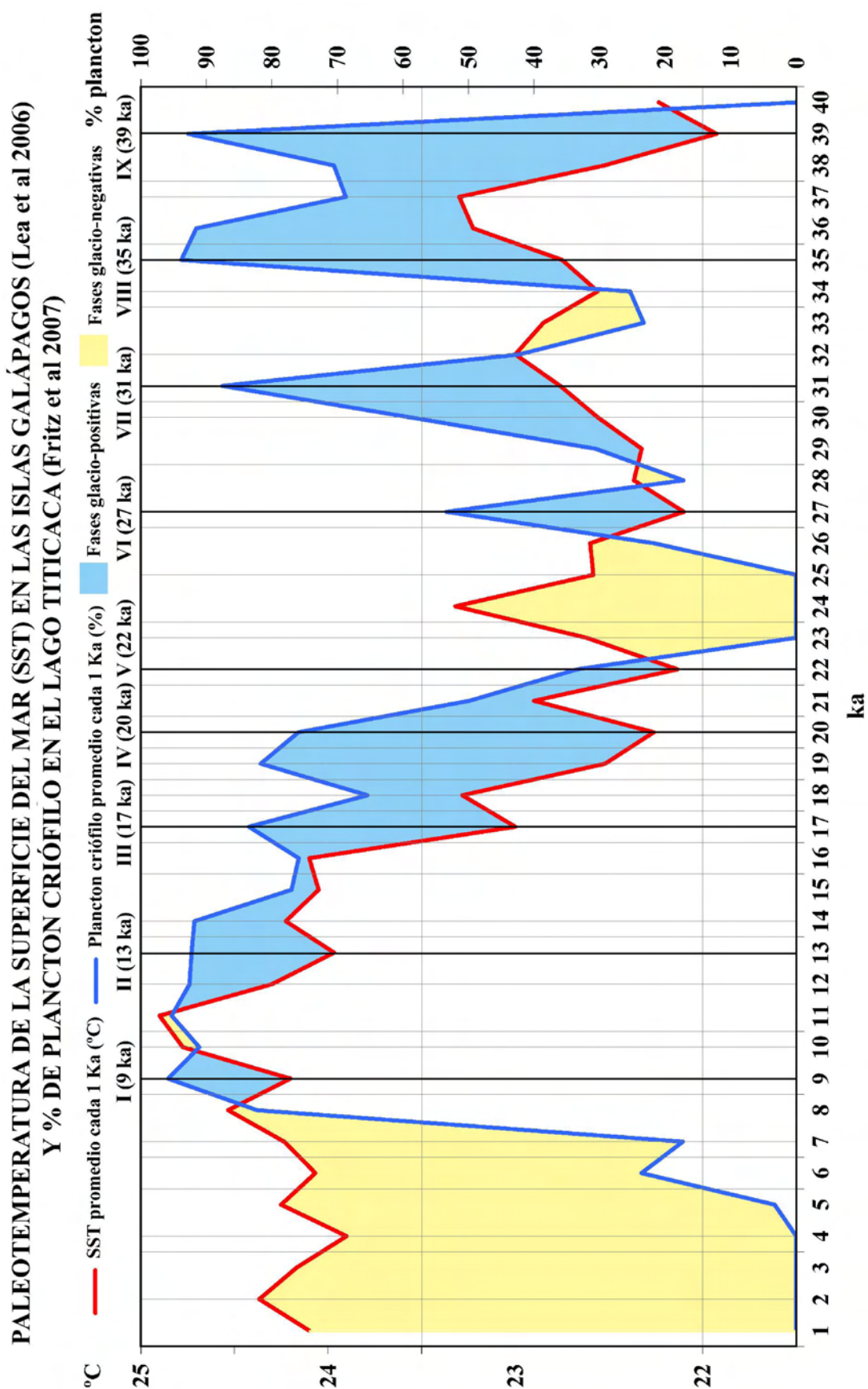
La proporción  $\delta^{18}\text{O}$  refleja los cambios de la paleotemperatura y el volumen global del hielo acumulado en los continentes asociados a los ciclos glaciales e interglaciales. Cuando la paleotemperatura desciende y aumenta el volumen global del hielo se incrementa el valor de la proporción  $\delta^{18}\text{O}$ , que se reduce cuando las paleotemperaturas se elevan y decrece el volumen global del hielo (Wright, 2000).

La figura 5.65 es una versión modificada de la curva SPECMAP que Wrigth (2000) elaboró con datos de Imbrie et al (1984). El gráfico representa la desviación típica del promedio de  $\delta^{18}\text{O}$  durante los últimos 500 ka. La leyenda indica la correspondencia de los estadios isotópicos marinos con los periodos glaciales e interglaciales. El límite entre los estadios MIS8 y MIS 9 se ha retrasado de 303 a 280 ka para ajustarlo a las fechas en las que se anula la proporción de isótopos de oxígeno ( $\delta^{18}\text{O}=0$ ). Cuando esa relación es negativa se interpreta como un periodo interglacial y cuando es positiva como un periodo glacial. El Último Ciclo Glacial comenzó en  $71 \pm 5$   $^{14}\text{C}$  cal ka y comprende los estadios MIS2, MIS3 y MIS4. El Último Máximo Glacial global o *Last Glacial Maximum* (LGM) sucedió durante el estadio MIS2, que se prolonga desde 24 hasta  $12 \pm 5$   $^{14}\text{C}$  cal ka y alcanza en  $18 \pm 14$   $^{14}\text{C}$  cal ka el mayor valor de  $\delta^{18}\text{O}$  y la máxima depresión de la paleotemperatura en 500 ka.



**Figura 5.65:** variación de la relación isotópica  $\delta^{18}\text{O}$  desde hace 500 ka.





**Figura 5.66:** evolución desde hace 40 ka de la paleotemperatura de la superficie del mar en las Islas Galápagos (Lea et al., 2006a; Lea et al., 2006b) y el porcentaje (%) de plancton criófilo en el Lago Titicaca (Fritz et al., 2007a; Fritz et al., 2007b).

### **5.5.3.b) *Proxys* paleoclimáticos a escala regional: paleotemperatura de la superficie del mar en las Islas Galápagos y población de plancton criófilo en el Lago Titicaca**

La figura 5.66 es un diagrama paleoclimático que se elaboró representando conjuntamente la evolución de los promedios cada 1 ka de la paleotemperatura de la superficie del mar en las Islas Galápagos (Lea et al., 2006a; Lea et al., 2006b), deducida de la proporción Magnesio/Calcio (Mg/Ca) en foraminíferos planctónicos de sedimentos marinos, y el porcentaje de plancton criófilo en sedimentos del lago Titicaca (Fritz et al., 2007a; Fritz et al., 2007b). Los datos se descargaron de la dirección *online* del NOAA Paleoclimatology Program (<http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/paleo.html>).

Los dos indicadores demuestran una relación inversamente proporcional. La depresión de la paleotemperatura de la superficie del mar coincide con la expansión demográfica del plancton criófilo y viceversa. La construcción del diagrama paleoclimático se basó en asumir que las mismas condiciones ambientales que provocaron el descenso de la paleotemperatura y el incremento de la población de plancton criófilo también debieron producir la depresión de la paleoELA climática y el avance de las masas de hielo.

Considerando válida esa premisa se definieron fases glacio-positivas favorables a la expansión glaciaria (cuando la curva de la paleotemperatura se elevaba sobre la del plancton criófilo) y fases glacio-negativas propicias a la deglaciación (cuando la curva del plancton criófilo superaba a la de la paleotemperatura).

El diagrama paleoclimático sirvió como instrumento para contextualizar las edades de exposición a la radiación cósmica deducidas de las muestras recogidas en el Nevado Coropuna y establecer correlaciones espaciales con resultados obtenidos por otros trabajos de investigación.

Las edades de exposición y su interpretación geomorfológica son coherentes con el diagrama paleoclimático, que contribuyó eficazmente a su explicación. Aunque los datos de Lea et al (2006a,b) se remontan a 135 ka y los de Fritz et al (2007a,b) a 370 ka antes del presente, en el gráfico se han representado exclusivamente los últimos 40 ka.

A lo largo de ese periodo ocurrieron nueve episodios durante los que un pico marcado en la depresión de la paleotemperatura coincidió con un máximo en la expansión demográfica del plancton criófilo, poniendo de manifiesto la relación inversamente proporcional existente entre ambos parámetros. Tal y como se designaron en el gráfico esos episodios sucedieron hacia 9 (I), 13 (II), 17 (III), 20 (IV), 22 (V), 27 (VI), 31 (VII), 35 (VIII) y 39  $^{14}\text{C}$  cal ka (IX).

Las fases glacio-positivas y glacio-negativas definidas en el gráfico permitieron delimitar teóricamente los límites del Último Máximo Glacial Regional en los Andes Centrales, que comenzaría hacia 22,8  $^{14}\text{C}$  cal ka, coincidiendo con la máxima depresión de la temperatura y el inicio de la expansión de la población de plancton criófilo durante el episodio V. A pesar de la tendencia positiva observada desde entonces en la paleotemperatura de la superficie del mar de las Islas Galápagos, el periodo favorable a la expansión glaciaria debió prolongarse hasta 11,5  $^{14}\text{C}$  cal ka, al igual que la tendencia demográfica del plancton criófilo en el Lago Titicaca.

Con los mismos criterios también se identificó una fase tardiglacial que puede interpretarse como el equivalente local del *Late Glacial* global y quedaría comprendida entre 10,4 y 8,7  $^{14}\text{C}$  cal ka.

#### 5.5.4. Inserción de las edades de exposición en el marco paleoclimático de referencia

Para afrontar la discusión de las edades de exposición a escala global y regional, a la que se dedicarán los apartados 5.5.5 y 5.5.6, se elaboraron los gráficos que se presentan en la figura 5.67, relacionando los *proxys* regionales del diagrama paleoclimático con las edades de exposición deducidas por nuestro grupo de investigación y Bromley et al (2009) sobre la expansión glacial y el proceso de deglaciación en el Nevado Coropuna.

Las curvas representan la evolución durante los últimos 24  $^{14}\text{C}$  ka de los promedios cada 1 ka de la paleotemperatura de la superficie del mar en las Islas Galápagos (Lea et al., 2006a; Lea et al., 2006b) y la población de plancton criófilo en el Lago Titicaca (Fritz et al., 2007a; Fritz et al., 2007b). Las bandas verticales simbolizan las edades de exposición. El color indica el tipo de unidad geomorfológica de la que procedía la muestra (bloques morrénicos, umbrales rocosos con pulimento y estrías de origen glacial o coladas de lava). La amplitud de las bandas representa la magnitud del error cometido las estimaciones (que aumenta a medida que se incrementan las cronologías). Para facilitar la lectura de los gráficos, a continuación se resumen las edades de exposición y su interpretación geomorfológica.

#### EDADES DE EXPOSICIÓN DEL SECTOR NE

##### Edades de exposición deducidas de la acumulación de cloro-36

**Muestras 3 y 7:** procedentes de bloques de las morrenas laterales de Queñua Ranra y Jellojello. Sus edades de exposición ( $16,9 \pm 0,4$  y  $12,5 \pm 0,3$   $^{36}\text{Cl}$  ka) representan las cronologías de la culminación de la expansión glacial en esos valles durante el Último Máximo Glacial Regional.

**Muestras 17 y 19:** recogidas respectivamente en un bloque y un umbral rocoso con pulimento glacial localizados en el altiplano de Pampa Pucaylla. La edad de exposición de la muestra 17 ( $15,4 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka) data el inicio de la retirada de los paleoglaciares que descendieron desde el Cerro Pumarranra, y la de la muestra 19 ( $12,5 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka) el comienzo de la deglaciación del campo de hielo del altiplano de Pampa Pucaylla, resultado de la confluencia de las masas de hielo procedentes de áreas de cumbres más elevadas.

**Muestra 31:** extraída de una de las brechas que recubren la colada de lava holocena de la quebrada Queñua Ranra. Su edad de exposición ( $2,1 \pm 0,1$   $^{36}\text{Cl}$  ka) indica la cronología de la erupción que proyectó los bloques generados por la desobstrucción del conducto de salida del volcán, desencadenó el lahar que se encauzó por el interior del valle glacial y emitió la colada de lava.

##### Edades de exposición deducidas de la acumulación de helio-3 (Bromley et al., 2009)

**Muestras NC1, NC9 y NC10:** provenientes de bloques de las morrenas laterales de las quebradas Mapa Mayo y Santiago. El promedio de sus edades de exposición ( $20,9 \pm 0,7$   $^3\text{He}$  ka) es una estimación de la cronología de la máxima expansión de los paleoglaciares en ambos valles.

#### EDADES DE EXPOSICIÓN DEL SECTOR SE

##### Edades de exposición deducidas de la acumulación de cloro-36

**Muestra 11:** recogida en un bloque de la morrena lateral de la quebrada Cospanja. Su edad de exposición ( $11,1 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka) proporciona una estimación de la cronología de la culminación de la expansión de las masas de hielo en ese valle.

**Muestras 20, 21 y 24:** procedentes de tres umbrales rocosos con pulimento y estrías de origen glacial localizados en diferentes niveles altitudinales del fondo de la quebrada Cospanja, a 4266, 4724 y 5059 m de altitud. Sus edades de exposición ( $10,1 \pm 0,4$ ,  $7,5 \pm 0,3$  y  $8,9 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka) conforman una secuencia cronológica del proceso de deglaciación.

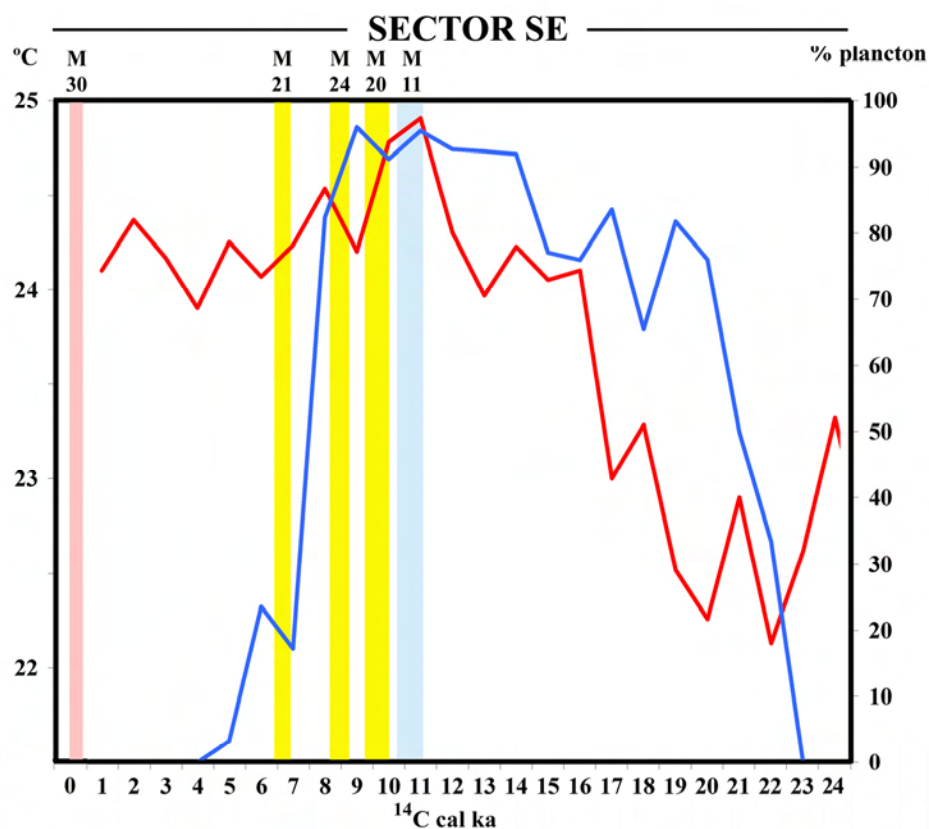
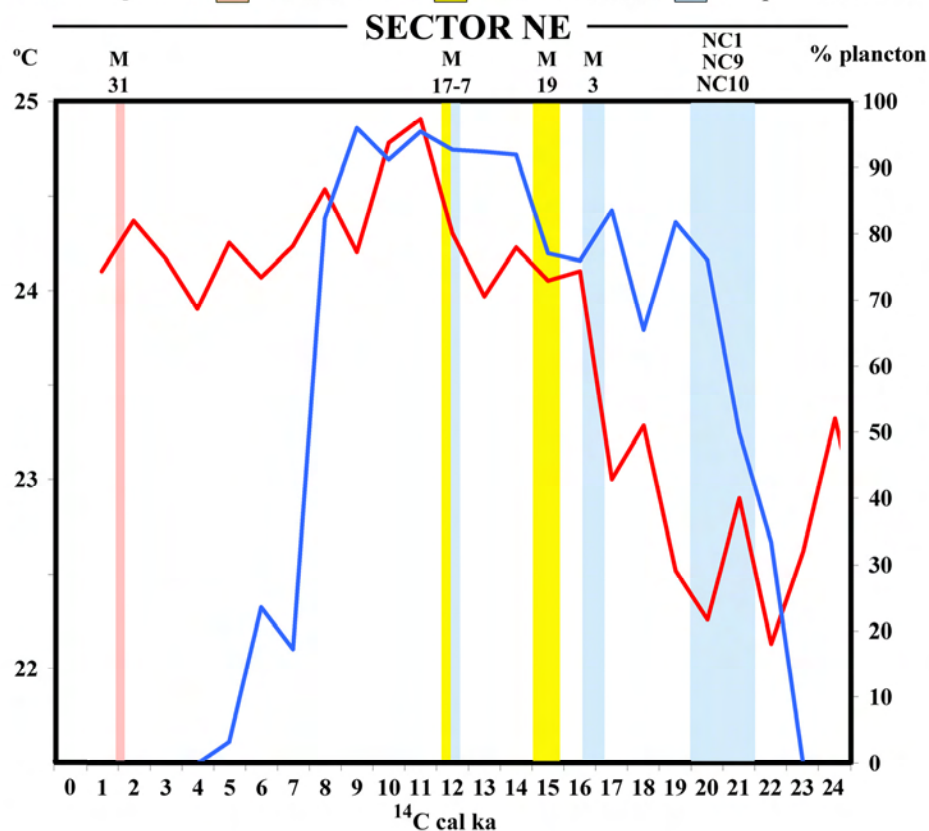
**Muestra 30:** proviene de una brecha de la colada de lava holocena de la quebrada Cospanja. Su edad de exposición data la erupción que produjo su emisión.



# CONTEXTUALIZACIÓN PALEOCLIMÁTICA DE LAS EDADES DE EXPOSICIÓN

— Temperatura de la superficie del mar (°C), promedio cada 1<sup>4</sup> C cal ka (Lea et al 2006)  
 — Población de plancton criófilo (%), promedio cada 1<sup>4</sup> C cal ka (Fritz et al 2007)

Edades de exposición: ■ Coladas de lava ■ Umbrales rocosos ■ Bloques morrenicos



**Figura 5.67:** contextualización paleoclimática regional de las edades de exposición del Nevado Coropuna.

### **5.5.5. Discusión de las edades de exposición relacionadas con la expansión glacial**

#### **5.5.5.a) El comienzo de la última expansión glacial a escala global y regional**

La curva SPECMAP (Wright, 2000; Imbrie et al., 1984) sugiere que el Último Ciclo Glacial comenzó hacia  $71 \pm 5$   $^{14}\text{C}$  cal ka, coincidiendo con la tendencia positiva observada en la relación isotópica  $\delta^{18}\text{O}$  durante los estadios MIS4, MIS3 y MIS2 (figura 5.65).

Aunque entre  $71 \pm 5$  y  $65 \pm 5$   $^{14}\text{C}$  cal ka se observa una depresión, la curva presenta a continuación una recuperación que culmina hacia  $50 \pm 5$   $^{14}\text{C}$  cal ka, cuya constatación propició que el estadio isotópico MIS3 ( $59-24 \pm 5$   $^{14}\text{C}$  cal ka) fuera interpretado inicialmente como periodo interglacial, siendo esa la razón por la que el Último Ciclo Glacial comprende tres estadios isotópicos marinos en lugar de uno, como los demás ciclos glaciales. Desde  $50 \pm 5$   $^{14}\text{C}$  cal ka la relación isotópica  $\delta^{18}\text{O}$  recupera su tendencia anterior y en  $18 \pm 5$   $^{14}\text{C}$  cal ka alcanza su mayor valor absoluto de los últimos 500 ka, interpretado como el máximo glacial a escala planetaria.

No obstante la curva SPECMAP es una la aproximación global media que enmascara considerables diferencias regionales. Las evidencias de la última expansión glacial sugieren que afectó en primer lugar a las altas latitudes, extendiéndose posteriormente hacia las latitudes templadas y tropicales, en función de las características específicas de cada región.

A medida que disminuye la latitud las condiciones ambientales que controlan el desarrollo de las masas de hielo se hacen cada vez más dependientes de la altitud, y en cada región existen inercias y factores geográficos que modifican localmente la tendencia global. En los Andes Centrales los factores geográficos determinantes son la división de la cordillera en dos ramales, la presencia del altiplano y el incremento de la aridez del clima hacia el Oeste y hacia el Sur de la región, en relación directa con el alejamiento de la cuenca del Amazonas y el acercamiento al área fuente de la corriente de Humboldt (capítulo 2).

Como consecuencia de los factores geográficos regionales los periodos glaciales y fases de deglaciación pueden presentar desfases entre altas y bajas latitudes o entre las mismas latitudes de ambos hemisferios.

Sin embargo los episodios que se definieron en el diagrama paleoclimático que relaciona la evolución demográfica del plancton criófilo en el Lago Titicaca con la paleotemperatura de la superficie del mar en las Islas Galápagos (figura 5.66) coincidieron con bastante exactitud con los eventos Heinrich y el Younger Dryas, vinculados con las pulsaciones frías del Hemisferio Norte, sugiriendo que durante el Último Ciclo Glacial existió una sincronía entre latitudes tropicales y boreales.

La identificación de los sedimentos que se precipitaron desde las masas de hielo hasta el fondo del océano durante los eventos Heinrich (Bond et al., 1992; Heinrich, 1988) ha permitido detectar descargas masivas de icebergs desde el inlandsis Laurentino hacia el Atlántico Norte que reflejan varias fases de crecimiento de esa capa de hielo regional instalada al NE de Norteamérica hasta desbordarse sobre el mar, que se han relacionado con pulsaciones frías de gran intensidad. El periodo Younger Dryas, cuya denominación se debe a la abundancia en los registros polínicos de *Dryas octopetala*, una especie de la familia de las rosáceas, se caracterizó porque el área de distribución de la vegetación de la Tundra descendió durante algunos cientos de años hacia latitudes más templadas.

Los episodios IX ( $\sim 39^{14}\text{C}$  cal ka), VII ( $\sim 31^{14}\text{C}$  cal ka), VI ( $\sim 27^{14}\text{C}$  cal ka), V ( $\sim 22^{14}\text{C}$  cal ka) y III ( $\sim 17^{14}\text{C}$  cal ka) del diagrama paleoclimático son prácticamente contemporáneos a los eventos Heinrich IV ( $\sim 38$  ka), Heinrich III ( $\sim 30$  ka), Heinrich II ( $\sim 22$  ka) y Heinrich I ( $\sim 17,5$  ka). El Younger Dryas (12,-9-11,6 ka) esta comprendido por el periodo definido desde  $14^{14}\text{C}$  cal ka por una tendencia suavemente ascendente de la población de plancton criófilo del Lago Titicaca, que culmina en  $11,5^{14}\text{C}$  cal ka con su máxima expansión demográfica de los últimos 40 ka y se prolonga hasta  $9^{14}\text{C}$  cal ka (figura 5.68). Las diferencias cronológicas, inferiores a 1 ka, sugieren la existencia de pulsaciones frías sincrónicas en los trópicos y el Hemisferio Boreal.

A escala global las evidencias reflejan el enfriamiento progresivo del planeta y la expansión de las masas de hielo, con diferencias regionales causadas por factores geográficos locales. El estado actual del conocimiento sobre el Último Máximo Glacial a escala global revela que entre  $33$  y  $29^{14}\text{C}$  cal ka los inlandsis del NE de Norteamérica y el Oeste de la Antártida y algunos glaciares de montaña habían culminado su progresión (Clark et al., 2009).

Hace 26 ka los océanos alcanzaron su nivel medio mínimo observado en los últimos 50 ka, con un descenso de  $\sim 130$  m con respecto al presente deducido por separado por tres modelos independientes (Clark et al., 2009; Lambeck & Chappell, 2001; Yokoyama et al., 2000). El descenso del nivel medio del mar se ha atribuido a que todos los inlandsis regionales debían encontrarse en esa fecha en la plenitud de su crecimiento (Clark et al., 2009).

Sin embargo las edades de exposición de las morrenas más antiguas del Mauna Kea ( $19^{\circ}51'\text{N}$ ,  $155^{\circ}28'\text{O}$ ), en las Islas Hawai, indican que la máxima progresión de los paleoglaciares en ese volcán sucedió hacia  $23,1 \pm 1,0^{36}\text{Cl}$  ka (Pigati et al., 2008), sugiriendo la posibilidad de que en los archipiélagos del Pacífico tropical la oceaneidad hubiese moderado el enfriamiento.

En los Andes Centrales, donde las masas de hielo estuvieron presentes durante la mayor parte del Pleistoceno (Clapperton, 1993), se observa un retraso progresivo de la expansión glaciar desde las regiones septentrionales más húmedas, donde se han descrito avances en  $\sim 29^{10}\text{Be}$  ka (Farber et al., 2005), hasta los sectores más meridionales y secos de la cordillera oriental, con fechas en torno a  $\sim 24^{10}\text{Be}$  ka (Zech et al., 2007; Zech et al., 2008).

Las edades de exposición del Nevado Coropuna son todavía más recientes, reflejando la misma tendencia desde el Este hacia el Oeste de los Andes Centrales, en el mismo sentido que se incrementa la aridez del clima. De la extinción de la población de plancton criófilo del Lago Titicaca entre  $25$  y  $23^{14}\text{C}$  cal ka, coincidiendo con un calentamiento de la paleotemperatura de la superficie del mar en las Islas Galápagos, se deduce que durante ese periodo el último máximo avance de las masas de hielo podría no haber comenzado todavía en el sector de la cordillera occidental donde se encuentra el complejo volcánico.

Si se asume la validez de las hipótesis que se han planteado puede considerarse que coincidiendo con la desaparición de las especies de plancton criófilo en la estratigrafía de los sedimentos del Lago Titicaca, en la biozona definida entre  $25$  y  $23^{14}\text{C}$  cal ka, los frentes de los paleoglaciares del Nevado Coropuna debían encontrarse en altitudes bastante más elevadas que las morrenas que depositaron posteriormente en las quebradas de la vertiente septentrional, y su nivel equivalente en el flanco meridional. En esas cotas se encuentra el punto de partida de la expansión de las masas de hielo durante el Último Máximo Glacial Regional.



El último máximo avance de los paleoglaciares del Nevado Coropuna podría haber comenzado coincidiendo con el episodio V ( $22^{14}\text{C}$  cal ka) del diagrama paleoclimático. La depresión de la paleotemperatura de la superficie del mar y la tendencia demográfica ascendente del plancton criófilo indican que entonces las condiciones ambientales fueron plenamente favorables a la expansión de las masas de hielo. Esa interpretación es coherente con los datos que se han adelantado en el apartado anterior y serán discutidos en profundidad más adelante, que sugieren que la expansión glaciaria se extendió progresivamente por la región de los Andes Centrales en el mismo sentido que se incrementa la aridez del clima.

Si el avance de los paleoglaciares del complejo volcánico sucedió diferencialmente, en función de la altitud de su área fuente (como se propuso en el apartado 5.5.1a) los aparatos de las quebradas Mapa Mayo, Santiago y Queñua Ranra, procedentes del área de cumbres de la vertiente septentrional, habrían culminado su expansión entre los episodios V ( $22^{14}\text{C}$  cal ka) y IV ( $20^{14}\text{C}$  cal ka) del diagrama paleoclimático. Las edades de exposición que Bromley et al (2009) dedujeron de las muestras procedentes de las morrenas de las quebradas Mapa Mayo y Santiago, NC1 ( $20,1 \pm 0,9$   $^3\text{He}$  ka), NC9 ( $20,7 \pm 0,4$   $^3\text{He}$  ka) y NC10 ( $21,0 \pm 0,9$   $^3\text{He}$  ka), son plenamente compatibles con esa hipótesis, como probablemente también lo sean las que se deduzcan de las muestras 1 y 2, recogidas durante el presente trabajo de investigación en las morrenas de las quebradas Santiago y Queñua Ranra, cuando finalicen los análisis que actualmente están realizando los laboratorios.

Posteriormente la depresión de la paleoELA climática se tradujo en la culminación de la progresión de los paleoglaciares que descendieron por las quebradas Cuncaicha-Pomullca y Pomullca-Huajra Huire y provenían de cotas menos elevadas. La cronología que indicó la muestra 3 ( $16,9 \pm 0,4$   $^{35}\text{Cl}$  ka), recogida en los depósitos morrénicos que conforman la divisoria de las artesas glaciares de las quebradas Queñua Ranra y Cuncaicha-Pomullca, es coherente con esa posibilidad, aunque deberá confirmarla la que se deduzca de la muestra 4, procedente de la morrena occidental de la segunda quebrada.

La fecha sugerida por la muestra 3 es contemporánea con el episodio III ( $17^{14}\text{C}$  cal ka) del diagrama paleoclimático, y también deberían serlo las que señalen las muestras 4 y 5. No obstante, debido a la altitud ligeramente más reducida de los circos que emitieron las masas de hielo que depositaron el bloque en el que se extrajo, los análisis de la muestra 5 también podrían sugerir una cronología posterior que señalaría el comienzo de la expansión de las masas de hielo sobre el altiplano de Pampa Pucaylla.

Como consecuencia de la limitación topográfica impuesta por la presencia del altiplano el máximo avance de las masas de hielo de la vertiente septentrional del Nevado Coropuna se detuvo en las posiciones en las que actualmente se encuentran sus morrenas laterales. Con una diferencia de sólo 1 ka, la culminación de esas pulsaciones positivas sería contemporánea al Último Máximo Glacial global, que la relación isotópica  $\delta^{18}\text{O}$  sitúa en  $18 \pm 5$   $^{14}\text{C}$  cal ka.

La evolución posterior de la curva SPECMAP sugiere que inmediatamente después de alcanzar en esa fecha su máxima depresión de los últimos 500 ka empezó el proceso de deglaciación a escala planetaria. Las evidencias recopiladas por Clark et al (2009) muestran las diferencias espaciales que subyacen detrás de esa visión de conjunto: la retirada de los inlandsis regionales boreales desde las posiciones alcanzadas en su máxima expansión y el ascenso del nivel medio del mar ya se habían iniciado hacia ~19 ka, pero el principio del deshielo de la Antártida se retrasó hasta ~14,5 ka, coincidiendo con una aceleración de la tendencia ascendente del nivel medio de los océanos. En ese tiempo la deglaciación de los glaciares de montaña del Hemisferio Norte ya había comenzado (Clark et al., 2009).

A partir de  $22^{14}\text{C}$  cal ka la paleotemperatura de la superficie del mar en las Islas Galápagos experimenta una evolución claramente ascendente (figura 5.66), confirmando la generalización desde esa fecha de la tendencia al calentamiento global.

Sin embargo la expansión de la población de plancton criófilo del Lago Titicaca demuestra que en las regiones meridionales de los Andes Centrales las condiciones paleoambientales podrían haber continuado siendo favorables a la expansión glacial hasta después de finalizado el estadio MIS2 ( $24\pm 5$ - $12\pm 5$   $^{14}\text{C}$  cal ka), como también se deduce de las edades de exposición obtenidas en el Nevado Coropuna por el presente trabajo de investigación, coherentes con la culminación del apogeo demográfico del plancton criófilo hacia  $11,5$   $^{14}\text{C}$  cal ka y su sostenimiento hasta  $9$   $^{14}\text{C}$  cal ka (figura 5.66).

La explicación de las diferencias observadas en la deglaciación entre los Andes Centrales meridionales y las demás regiones de la cordillera y otras partes del planeta tiene que relacionarse necesariamente con un cambio en los factores que controlan la humedad del clima del altiplano. Además de a una mayor elongación hacia el Sur de la Zona de Convergencia Intertropical durante el verano, el incremento de humedad probablemente también fue favorecido por un aumento de la evapotranspiración en la cuenca del Amazonas, asociado a la expansión de la pluvial como consecuencia del calentamiento global.

Coherentemente con esas hipótesis, la reconstrucción de la paleoprecipitación en el modelo del balance de masa de los paleoglaciares del sector NE del Nevado Coropuna (apartados 4.4.8 y 4.5.4.c) sugirió que su último máximo avance se desarrolló en un contexto paleoclimático notablemente más húmedo que el actual (con un incremento de un 49% en la paleoprecipitación). En este capítulo se ha atribuido provisionalmente a esas condiciones ambientales la cronología que indicó la edad de exposición deducida de la muestra 3 ( $16,9\pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka), y se ha considerado que en ese momento podría haber culminado la expansión glacial en las quebradas de la vertiente septentrional.

La interpretación de que la paleoprecipitación durante el Último Máximo Glacial Regional fue superior a la actual es compatible con los resultados alcanzados por trabajos de investigación desarrollados recientemente en lagos del altiplano:

- **Lago Titicaca (16°S):** Fritz et al (2007a) analizaron un testigo de sedimentos de 136 m de longitud correspondiente a los últimos 370 ka. En la estratigrafía de los sedimentos observaron que la evolución de la población de plancton criófilo y la profundidad de la lámina de agua indicaban una alternancia de fases frías con balance hídrico positivo y fases más cálidas con balance hídrico negativo.
- **Lago Poopo y salares de Uyuni y Coipasa (18°S-22°S):** Plazcek (2005) y Plazcek et al. (2006) denominaron ciclo Tauca a un periodo comprendido entre  $18,1$  y  $14,1$   $^{14}\text{C}$  cal ka durante el que un lago profundo ocupó esas cuencas del altiplano boliviano, que se encuentran a una distancia entre 240 y 360 km al Sur del Lago Titicaca.

Teniendo en cuenta que el avance de la aridez durante el Holoceno se ha producido progresivamente desde el Sur hacia el Norte de los Andes Centrales, la presencia de lagos profundos en el altiplano boliviano hasta  $14,5$   $^{14}\text{C}$  cal ka justifica que en la región del Nevado Coropuna ( $15^{\circ}31'S$ ) el clima hubiese podido mantenerse suficientemente húmedo para sostener el avance de las masas de hielo al menos hasta  $11,5$   $^{14}\text{C}$  cal ka, como sugieren la expansión demográfica del plancton criófilo del Lago Titicaca ( $15^{\circ}\text{S}$ - $16^{\circ}30'S$ ) y las edades de exposición deducidas en el Nevado Coropuna.

Cuando finalizó su expansión en las quebradas de la vertiente septentrional del Nevado Coropuna, las masas de hielo avanzaron sobre Pampa Pucaylla. La existencia de formas morrénicas generadas aparentemente por paleoglaciares formados *in situ*, que fueron cartografiadas en el mapa geomorfológico (figura 2.156), refleja el descenso de la paleoELA climática por debajo del nivel del altiplano.

A causa de la depresión de la paleoELA climática y la alimentación relativamente abundante proporcionada por la paleoprecipitación, que como en el presente se produciría exclusivamente en forma de nieve, el campo de hielo creció hasta desbordarse por los valles que se abren más allá de los límites de Pampa Pucaylla y se canalizaron por la quebrada Jellojello los paleoglaciares que depositaron el bloque del que procede la muestra 7, cuya edad de exposición ( $12,5 \pm 0,3$   $^{36}\text{Cl}$  ka) es contemporánea con el apogeo demográfico del plancton criófilo del Lago Titicaca, que en  $11,5$   $^{14}\text{C}$  cal ka alcanza su máxima expansión de los últimos 40 ka.

El aumento de la nubosidad asociado al incremento de la paleoprecipitación procedente de la cuenca del Amazonas debió implicar una marcada reducción en la radiación solar incidente, y en consecuencia, también una depresión de la paleotemperatura del aire. El descenso térmico habría favorecido la expansión demográfica del plancton criófilo, y conjuntamente con la humedad, el balance de masa positivo que se encuentra en el origen del avance de los paleoglaciares.

Esa interpretación ofrece una explicación coherente a la controversia existente entre la paleotemperatura de la superficie del mar y la depresión de la paleotemperatura necesaria para justificar la depresión de las paleoELAs y *snowlines* observadas a lo largo y a lo ancho de la cordillera, ampliamente discutida en el apartado 4.5.4.c.

En ausencia del límite topográfico impuesto en el flanco septentrional por la presencia del altiplano a la expansión de las masas de hielo, los paleoglaciares de la vertiente meridional del Nevado Coropuna avanzaron hasta altitudes más reducidas, depositando hacia  $11,1 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka las morrenas laterales de la quebrada Cospanja, de las que procede la muestra 11, que sugirió esa cronología.

No obstante la determinación de las fechas de la culminación del avance de las masas de hielo en cada una de las quebradas que se abren en el sector SE del Nevado Coropuna debe aguardar al establecimiento de las edades de exposición que se deduzcan de los resultados de los análisis que actualmente están realizando los laboratorios con las muestras 9, 10, 12, 13 y 14, recogidas en sus morrenas laterales.

Por el momento se sabe que la cronología indicada por la muestra 11 ( $11,1 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka) es coherente con la que señaló la muestra 7 ( $12,5 \pm 0,3$   $^{36}\text{Cl}$  ka) y la interpretación de su contexto geomorfológico, y que ambas fechas son compatibles con la expansión demográfica observada en el plancton criófilo del Lago Titicaca, por lo que parece factible que las edades de exposición pendientes de determinación permitan validar las que ya se concen.

En la quebrada Jellojello, la presencia de las morrenas de las que procede la muestra 8 en el interior de la artesa glaciar formada por las morrenas laterales en las que se recogió la muestra 7 indica que las condiciones favorables a la expansión glaciar todavía se prolongaron algún tiempo después de  $\sim 12,5$  ka. Aunque hasta cuando es una cuestión que dilucidará la edad de exposición que se deduzca de la muestra 8, el resultado probablemente será similar al que sugirió la muestra 11 ( $11,1 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka) para la máxima progresión en la quebrada Cospanja.



### 5.5.5.b) Correlaciones a escala regional de las edades de exposición

Las hipótesis que se han planteando para explicar la última expansión de los paleoglaciares del Nevado Coropuna se han basado en las edades de exposición establecidas en el complejo volcánico por el presente trabajo de investigación y las estimaciones que se seleccionaron en el apartado 5.5.2 de la publicación de Bromley et al (2009).

La inserción coherente de esas cronologías en la reconstrucción de la evolución de las masas de hielo que explica la exposición a la radiación cósmica de las superficies de las que proceden las muestras ha proporcionado una validación provisional de los resultados, a la espera de las fechas que están pendientes de determinación. Esa ratificación también se apoya en la conformidad de las edades de exposición y su interpretación con el contexto que se deduce de los *proxys* paleoclimáticos regionales.

Las teorías que se han propuesto son compatibles con las cronologías de las fases glaciales basadas en la acumulación de cosmonucleidos que otros grupos de investigación han obtenido en diferentes sectores de los Andes Centrales, pero sólo si se interpretan en el marco del contexto paleoclimático regional.

En este apartado se va a abordar la discusión de las correlaciones espaciales de las edades de exposición del Nevado Coropuna. En primer lugar se explicarán las implicaciones del contexto paleoclimático en el que se produjo el avance de la glaciación sobre la cordillera y posteriormente se compararán las cronologías del complejo volcánico con fechas procedentes de otras regiones de los Andes Centrales.

En las regiones más húmedas de los Andes Centrales los glaciares son más sensibles a los cambios de la temperatura que en las regiones más áridas, donde dependen en mayor medida de las variaciones de la precipitación. Por esa causa en las regiones húmedas la expansión glaciaria comenzó sincrónicamente con las altas latitudes, reflejando el avance sobre la cordillera del enfriamiento global, y en las regiones más áridas se retrasó hasta que se generalizaron las condiciones excepcionalmente húmedas que permitieron su desarrollo.

Los factores geográficos deben haber desempeñado un papel esencial en la configuración de ese escenario. Las regiones más húmedas se encuentran en el intervalo latitudinal (9°S-11°S) donde la aparición del altiplano entre los dos ramales de la cordillera de los Andes Centrales todavía no tiene la relevancia climática que adquiere a medida que aumenta la latitud, así como en la parte septentrional de la cordillera oriental, donde el incremento de la aridez hacia el Sur todavía no implica una reducción suficientemente significativa de las precipitaciones. Como consecuencia de esa tendencia y de la disminución de la humedad hacia el Oeste, las regiones más áridas están al Sur de la cordillera oriental y en la cordillera occidental.

El avance de las condiciones húmedas sobre la región que propició el Último Máximo Glacial Regional se produjo en el mismo sentido en el que disminuye la cuantía de las precipitaciones y aumenta la intensidad y duración de la estación seca, hacia el Sur y hacia el Oeste de los Andes Centrales.

- En primer lugar en la región del Lago Titicaca (15°-16°S), donde se tradujo en un incremento del nivel del lago y la expansión demográfica del plancton criófilo desde 23 <sup>14</sup>C cal ka (figura 5.66).
- Más adelante en las regiones más meridionales (18°-22°S), donde la presencia de lagos amplios y profundos en el altiplano boliviano a partir de 18,1 <sup>14</sup>C cal ka ha servido como criterio para definir el ciclo Tauca (Plazcek, 2005; Plazcek et al., 2006).

Las edades de exposición vinculadas con el Último Máximo Glacial Regional disminuyen en el mismo sentido en el que se extendieron las condiciones húmedas que favorecieron la expansión glacial, desde la parte septentrional hasta los sectores más meridionales de los Andes Centrales. También se observa una reducción en las fechas de la expansión glacial desde la Cordillera Real y el área de Cochabamba hacia la región del Nevado Coropuna (en el intervalo comprendido entre 15°30'S y 16°30'S de latitud), que demuestra que las condiciones también se hicieron progresivamente más húmedas desde el flanco oriental hacia la vertiente del Pacífico de la cordillera.

El comienzo del ciclo Tauca coincidió con la máxima depresión de la curva SPECMAP en  $18 \pm 5$   $^{14}\text{C}$  cal ka. Esa fecha refleja la culminación del enfriamiento a escala planetaria y el inicio inmediatamente posterior de la tendencia al calentamiento global y la generalización de la deglaciación en diferentes partes de la Tierra.

Los datos sugieren que en los sectores septentrionales de los Andes Centrales la deglaciación comenzó sincrónicamente con las altas latitudes, retrasándose en la región meridional de la cordillera oriental y en la cordillera occidental mientras perduraron las condiciones húmedas que sostuvieron la expansión glacial.

El avance de la aridez se produjo hacia el Norte y el Este de los Andes Centrales, en sentido inverso a como se habían extendido las condiciones húmedas sobre la región, en relación probable con un reforzamiento de la influencia de la corriente de Humboldt en el clima de la cordillera.

El ciclo Tauca finalizó en 14,1  $^{14}\text{C}$  cal ka (Plazcek, 2005; Plazcek et al., 2006). Desde ese momento los lagos que ocupaban el altiplano boliviano se redujeron progresivamente y fueron sustituidos por cuencas colmatadas de sedimentos como los salares de Uyuni y Coipasa, o láminas de agua de menor tamaño como el Lago Poopo.

Los bioindicadores del Lago Titicaca reflejan un final más tardío de las condiciones que habían favorecido el avance de las masas de hielo. La expansión demográfica del plancton criófilo culmina hacia 11,5  $^{14}\text{C}$  cal ka y se mantiene en valores elevados (>90%) hasta 9  $^{14}\text{C}$  cal ka, experimentando a continuación un acusado descenso: hacia 7  $^{14}\text{C}$  cal ka presenta una proporción mucho menor (22%) y prácticamente se extingue desde 4  $^{14}\text{C}$  cal ka.

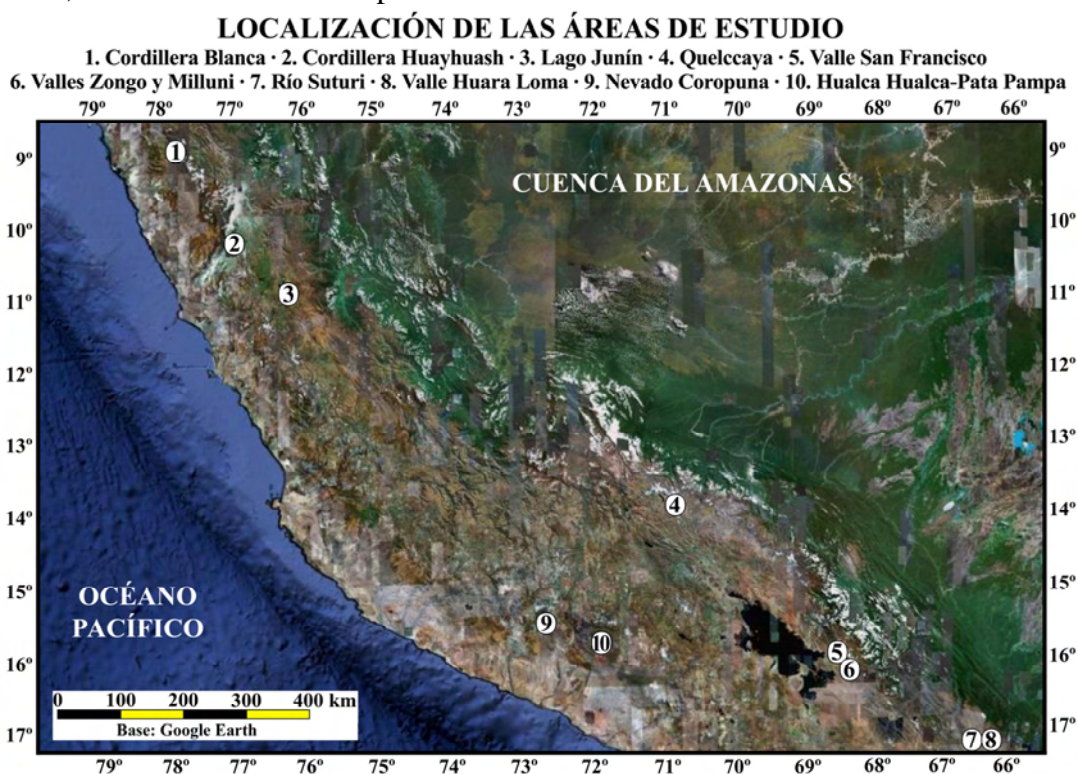
Bromley et al. (2009) ensayaron la aplicación de tasas de producción de cosmonucleidos más elevadas para aproximar las cronologías más dilatadas, procedentes de otros sectores de la cordillera notablemente más húmedos, a las edades de exposición que habían obtenido en el Nevado Coropuna. Sin embargo los desfases cronológicos de la expansión glacial inicial en el complejo volcánico con respecto a otras regiones encuentran una explicación más coherente en la evolución del contexto paleoclimático, compatible con el hecho de que las fechas se reduzcan a medida que se incrementan la latitud y la longitud, en el mismo sentido que las condiciones húmedas se extendieron por los Andes Centrales.

La interpretación de las evidencias disponibles demuestra que el incremento de la humedad del clima fue el factor clave que propició el avance de las masas de hielo en los sectores áridos de la cordillera durante el Último Máximo Glacial Regional. Una vez desencadenada la expansión glacial, las masas de hielo respondieron simultáneamente en todas las regiones a las pulsaciones frías identificadas con los episodios (I-IX) del diagrama paleoclimático, durante los que la depresión de la paleotemperatura de la superficie de la mar en las Islas Galápagos coincidió con picos demográficos del plancton criófilo en el Lago Titicaca.

La comparación de las edades de exposición publicadas con los episodios del diagrama paleoclimático refleja el comienzo progresivo de la expansión glaciaria, a medida que la humedad avanzaba sobre la región de los Andes Centrales, y los efectos que con posterioridad tuvieron simultáneamente las pulsaciones frías, pudiendo diferenciarse tres casos:

- 1) Regiones septentrionales húmedas de la cordillera oriental:** los paleoglaciares depositaron las morrenas que se encuentran a menor altitud durante los episodios de cronologías más dilatadas (IV-VII) y las morrenas más elevadas coincidiendo con los episodios más recientes (I-IV).
- 2) Nevado Coropuna (regiones áridas de la cordillera occidental):** la deposición de las morrenas que se encuentran en el altiplano, en la vertiente septentrional del complejo volcánico, fue contemporánea a los episodios más antiguos (III-V), y la de las que se hallan en el fondo de los valles a los episodios de fechas más reducidas (II).
- 3) Cordillera Real y área de Cochabamba (regiones meridionales sub-húmedas de la cordillera oriental):** la expansión glaciaria se retrasó con respecto a las regiones septentrionales y se adelantó con relación a la cordillera occidental. Al comienzo de la glaciación se produjeron uno o dos máximos avances relacionados con los episodios III, IV ó V, y al final otros vinculados con los episodios I y II, que alcanzaron una magnitud semejante pero no borraron las evidencias de los anteriores, porque los paleoglaciares se encauzaron a mayor profundidad en el fondo de los valles.

En los siguientes apartados se van a contrastar las edades de exposición del Nevado Coropuna con fechas procedentes de diferentes sectores de los Andes Centrales. En la figura 5.68 se han localizado las áreas de alta montaña donde se realizaron esos trabajos. La Cordillera Blanca y la Cordillera Huayhuash se encuentran al Norte de la posición en la que se produce la aparición del altiplano entre los dos ramales de la cordillera; la región del Lago Junín y el casquete glaciario Quelccaya en la cordillera oriental de Perú; los valles San Francisco, Zongo y Milluni en la Cordillera Real de Bolivia; los valles del Río Suturi y Huama Loma en la región de Cochabamba y el estratovolcán Hualca Hualca y el altiplano de Pata Pampa en la cordillera occidental, al SE del Nevado Coropuna.



**Figura 5.68:** áreas de alta montaña de los Andes Centrales donde se han establecido cronologías glaciales basadas en edades de exposición a la radiación cósmica.



**CORDILLERA BLANCA (9°28'S-54'S, 77°13'-28'O)**

En la vertiente occidental de la Cordillera Blanca Farber et al. (2005) utilizaron como cronoindicador el berilio-10 para establecer la cronología las morrenas de las quebradas Uquian, Cojup, Llaca y Quesje, en los nevados Palcaraju (6274 m), Chinchey (6222 m) y Huantsan (6395 m). Basándose en trabajos anteriores (Rodbell, 1993a; Rodbell, 1993b) cartografiaron las formas y las clasificaron en cuatro conjuntos atendiendo a su posición relativa. Los resultados, resumidos en la tabla de la figura 5.69, indicaron para cada grupo un amplio rango de edades de exposición, entre las que Farber et al. (2005) seleccionaron las que consideraron que mejor databan los avances de los paleoglaciares.

<b><u>Grupo</u></b>	<b><u>Altitud (m)</u></b>	<b><u>Edades de exposición (<sup>10</sup>Be ka)</u></b>	<b><u>Fecha seleccionada (<sup>10</sup>Be ka)</u></b>
Manachaque	>4000	13,2-10,4	13,2-10,4
Laguna Baja	3800-4000	18-16	~16,5
Rurec	3400-3800	30-20	~29
Cojup	<3400	440-76	-

**Figura 5.69:** edades de exposición de la Cordillera Blanca (Farber et al., 2005).

Como la que se ha deducido en el presente trabajo de la muestra 15 ( $89,3 \pm 2,7$  <sup>36</sup>Cl ka) para las morrenas de los *planezes* del SE del Nevado Coropuna, las edades de exposición del grupo Cojup (440-76 <sup>10</sup>Be ka) deben atribuirse a avances anteriores al Último Máximo Glacial Regional, confirmando que las masas de hielo pudieron estar presentes en los Andes Centrales durante la mayor parte del Pleistoceno.

La cronología atribuida por Farber et al. (2005) al grupo Rurec (~29 <sup>10</sup>Be ka) sugiere que la última máxima expansión glaciaria en la Cordillera Blanca pudo ser contemporánea a la culminación de la progresión de los *inlandsis* del NE de Norteamérica y el Oeste de la Antártida, entre 33 y 29 <sup>14</sup>C cal ka (Clark et al., 2009), adelantándose a su comienzo en las regiones más meridionales de los Andes Centrales. La edad del grupo Rurec está comprendida entre los episodios VII (31 <sup>14</sup>C cal ka) y VI (27 <sup>14</sup>C cal ka) del diagrama paleoclimático. Sin embargo la evolución demográfica del plancton criófilo desde el episodio VIII (35 <sup>14</sup>C cal ka) se caracteriza por una tendencia globalmente negativa que culmina con su extinción temporal entre 25 y 23 <sup>14</sup>C cal ka, demostrando que en la parte meridional de los Andes Centrales las condiciones paleoambientales no debían ser favorables al avance de los paleoglaciares.

Anteriormente se ha señalado que el comienzo de la expansión de las masas de hielo del Nevado Coropuna durante el Último Máximo Glacial Regional debió coincidir con el episodio V (22 <sup>14</sup>C cal ka) del diagrama paleoclimático. El intervalo de edades de exposición del grupo Laguna Baja (18-16 <sup>10</sup>Be ka) fue contemporáneo a la culminación de la progresión de los paleoglaciares en las quebradas de la vertiente septentrional del complejo volcánico, que la fecha que se dedujo de la muestra 3 situó hacia  $16,9 \pm 0,4$  <sup>36</sup>Cl ka. La progresión de las masas de hielo durante ese tiempo es coherente con el episodio III (17 <sup>14</sup>C cal ka) del diagrama paleoclimático.

La fase de progresión que depositó el grupo Manachaque entre 13,2 y 10,4 <sup>10</sup>Be ka puede correlacionarse con las que formaron las morrenas de las que proceden las muestras 7 y 11, en las quebradas Jellojello y Cospanja, al NE y al SE del Nevado Coropuna, cuyas edades de exposición ( $12,5 \pm 0,3$  y  $11,1 \pm 0,4$  <sup>36</sup>Cl ka) son compatibles con el apogeo demográfico del plancton criófilo observado en el Lago Titicaca desde 14 hasta 9 <sup>14</sup>C cal ka.

### **CORDILLERA HUAYHUASH (10°05'S-25'S, 76°45'-55'O)**

Hall et al (2009) utilizaron el mismo cronoindicador (berilio-10), junto con edades de carbono-14 de cubetas de sobre-excavación colmatadas de sedimentos, para datar las formas morrénicas de las quebradas Mitococha, Querocalpa, Carhuacocha y Huayhuash (en la vertiente oriental), y Jahuacocha, Gashapampa, Huancho, Huallapa y Huanacpatay (en la vertiente occidental de la cordillera Huayhuash). También establecieron las edades de exposición de umbrales rocosos con estrías de origen glaciario. Basándose en su posición relativa y en las cronologías obtenidas, las clasificaron en los cinco grupos que se resumen en la tabla de la figura 5.70.

<b><u>Grupo</u></b>	<b><u>Contexto</u></b>	<b><u>Edades de exposición (<math>^{10}\text{Be ka}</math>)</u></b>
I	Bloques morrénicos	> 5
II	Bloques morrénicos	10-9
III	Bloques morrénicos	14-13
IV	Bloques morrénicos	22-20
V	Umbrales rocosos con estrías	>26

**Figura 5.70:** edades de exposición de la Cordillera Huayhuash (Hall et al., 2009).

Las cronologías del grupo V (>26  $^{10}\text{Be ka}$ ), correspondientes a umbrales rocosos que quedaron expuestos a la radiación cósmica cuando se retiraron las masas de hielo, reflejan la deglaciación de un avance anterior al que generó las morrenas del grupo IV. Esa fase de progresión puede correlacionarse con la que depositó en la Cordillera Blanca las morrenas del grupo Rurec, datada en ~29  $^{10}\text{Be ka}$  por Farber et al (2005). Sin embargo Hall et al (2009) no identificaron las formas morrénicas que representarían la culminación de esa pulsación en la cordillera Huayhuash.

Las fechas del grupo IV (22-20  $^{10}\text{Be ka}$ ) son contemporáneas a los episodios V (22 $^{14}\text{C cal ka}$ ) y IV (20 $^{14}\text{C cal ka}$ ) del diagrama paleoclimático, al inicio de la expansión glaciario en el Nevado Coropuna y a su culminación en las quebradas Mapa Mayo, Santiago y Queñua Ranra, en las que se canalizaron los paleoglaciares procedentes de la parte septentrional del área de cumbres del complejo volcánico. El promedio de las edades de exposición deducidas por Bromley et al (2009) de las muestras NC1, NC2 y NC3, recogidas en las morrenas laterales de las quebradas Mapa Mayo y Santiago, indica que la progresión de esas masas de hielo pudo finalizar hacia 20,9±0,7  $^3\text{He ka}$ , estimación que se correlaciona aceptablemente con las cronologías atribuidas por Hall et al (2009) al grupo IV de la cordillera Huayhuash.

Las edades de exposición de los grupos III y II (14-11 y 10-9  $^{10}\text{Be ka}$ ) son contemporáneas al periodo de máxima expansión demográfica del plancton criófilo en el Lago Titicaca (entre 14 y 9  $^{14}\text{C cal ka}$ ), al igual que las que indicaron las muestras 7 (12,5±0,3  $^{36}\text{Cl ka}$ ) y 11 (11,1±0,3  $^{36}\text{Cl ka}$ ) para la culminación de los avances de los paleoglaciares en las quebradas Jellojello y Cospanja, al NE y al SE del Nevado Coropuna. No obstante la edad de exposición sugerida por la muestra 20 (10,1±0,4  $^{36}\text{Cl ka}$ ), procedente del umbral de salida de la laguna Cara Cara, en el interior de la quebrada Cospanja, indica que en esa fecha la deglaciación ya debía haberse generalizado en el complejo volcánico, a pesar de que la población de plancton criófilo del Lago Titicaca todavía se mantuviese en los máximos niveles alcanzados en el apogeo de su expansión. Ese hecho puede interpretarse como una demostración de que la aridez avanzó sobre la cordillera de Oeste a Este, en sentido inverso a como se habían extendido las condiciones húmedas 10 ka antes.

**REGIÓN DE JUNÍN (10°40'-11°00'S, 76°-77°O)**

Smith et al. (2005a, 2005b, 2005c, 2008) se basaron en la acumulación de berilio-10 y aluminio-26 para establecer la cronología de las morrenas del valle Collpa, en el flanco Este, y los valles Calcacocha, Antacocha y Alcacocha, en la vertiente Oeste del tramo de la cordillera oriental que se encuentra en la región del Lago Junín. Teniendo en cuenta sus edades de exposición clasificaron las morrenas en cuatro conjuntos (figura 5.71):

<b><u>Grupo</u></b>	<b><u>Edades de exposición (<math>^{10}\text{Be}</math>-<math>^{26}\text{Al}</math> ka)</u></b>
A	14-11
B	20-15
C	32-21
D	>65

**Figura 5.71:** edades de exposición de la región de Junín (Smith et al., 2005a)

La mayor parte de las edades de exposición del grupo D (>65  $^{10}\text{Be}$ - $^{26}\text{Al}$  ka) superaron los 150  $^{10}\text{Be}$ - $^{26}\text{Al}$  ka, con concentraciones en torno a 175-225 y 340-440  $^{10}\text{Be}$ - $^{26}\text{Al}$  ka y máximos de 1400  $^{10}\text{Be}$ - $^{26}\text{Al}$  ka (Smith et al., 2005a), confirmando que las cumbres de los Andes Centrales pudieron albergar masas de hielo durante todo el Pleistoceno, como habían sugerido las cronologías atribuidas al grupo Cojup (440-76  $^{10}\text{Be}$  ka) de la Cordillera Blanca (Farber et al., 2005) y a las morrenas de los *planezes* del sector SE del Nevado Coropuna (89,3±2,7  $^{36}\text{Cl}$  ka).

Las fechas del grupo C (32-21  $^{10}\text{Be}$ - $^{26}\text{Al}$  ka) indican que la expansión glaciaria en la región de Junín pudo ocurrir simultáneamente con el avance de los *inlandsis* de las altas latitudes, adelantándose al inicio del Último Máximo Glacial Regional en los sectores más meridionales y áridos de los Andes Centrales. Esa observación es coherente con la que se ha deducido de la cronología del grupo Rurec (~29  $^{10}\text{Be}$  ka), estimada por Farber et al (2005) en la Cordillera Blanca.

El intervalo de edades de exposición atribuido al grupo B (20-15  $^{10}\text{Be}$ - $^{26}\text{Al}$  ka) incluye los episodios IV (20 $^{14}\text{C}$  cal ka) y III (17 $^{14}\text{C}$  cal ka) del diagrama paleoclimático. Puede correlacionarse con el comienzo del último máximo avance de los paleoglaciares del Nevado Coropuna y su culminación diferencial en todos los valles de su vertiente septentrional, cuyas fechas sugirieron las edades de exposición deducidas por Bromley et al (2009) de las muestras NC1, NC2 y NC3 (con un promedio de 20,9±0,7  $^{3}\text{He}$  ka), recogidas en las quebradas Mapa Mayo y Santiago, y en el presente trabajo de la muestra 3 (16,9±0,4  $^{36}\text{Cl}$  ka), procedente de las morrenas de la divisoria de las quebradas Queñua Ranra y Cuancaicha-Pomullca.

Las cronologías del grupo A (14-11  $^{10}\text{Be}$ - $^{26}\text{Al}$  ka) están comprendidas dentro del periodo de máxima expansión del plancton criófilo en el Lago Titicaca, entre 14 y 9  $^{14}\text{C}$  cal ka, demostrando que una vez iniciada la glaciación sus pulsaciones ocurrieron sincrónicamente a lo largo y ancho de la cordillera. Los avances de los paleoglaciares que generaron esas morrenas pueden considerarse contemporáneos con los que formaron las de los grupos Manachaque (13,2-10,4  $^{10}\text{Be}$  ka), en la Cordillera Blanca (Farber et al., 2005) y III (14-13  $^{10}\text{Be}$  ka), en la Cordillera Huayhuash (Hall et al., 2009), así como con los que depositaron las morrenas de los valles Jellojello y Cospanja, en el NE y SE del Nevado Coropuna, de donde proceden las muestras 7 (12,5±0,3  $^{36}\text{Cl}$  ka) y 11 (11,1±0,3  $^{36}\text{Cl}$  ka).



### **CASQUETE GLACIAR QUELCCAYA (13°55'S, 70°50'O)**

Kelly et al (2007, 2008) se basaron en la acumulación de berilio-10 en la superficie de bloques de morrenas y dataciones de carbono-14 de materia orgánica asociada a los mismos depósitos para determinar las fechas de los avances de los aparatos emitidos por el casquete glaciar Quelccaya. En su comunicación publicaron dos intervalos cronológicos, de ~12,7 a ~11,4 ka, y de ~0,4 a ~0,3 ka antes del presente.

Las fechas más dilatadas (~12,7 y ~11,4 ka) son coherentes con la culminación de los avances de los paleoglaciares en las quebradas Jellojello y Cospanja (al NE y al SE del Nevado Coropuna) que las muestras 7 y 11 situaron respectivamente en  $12,5 \pm 0,3$   $^{36}\text{Cl}$  ka y  $11,1 \pm 0,3$   $^{36}\text{Cl}$  ka.

El intervalo definido por las dos cronologías esta comprendido dentro del periodo de máximo apogeo del plancton criófilo en el Lago Titicaca, definido entre 14 y 9  $^{14}\text{C}$  cal ka en el diagrama paleoclimático, y puede correlacionarse con los avances que generaron las morrenas del grupo Manachaque en la Cordillera Blanca, datadas por Farber et al (2005) entre 13,2 y 10,4  $^{10}\text{Be}$  ka, las morrenas del grupo III en la Cordillera Huayhuash, fechadas por Hall et al (2009) entre 14 y 13  $^{10}\text{Be}$  ka y las morrenas del grupo A en la región de Junín, para las que Smith et al (2005) obtuvieron un rango de edades de exposición de 14 a 11  $^{10}\text{Be}$ - $^{26}\text{Al}$  ka.

Las cronologías más recientes están comprendidas dentro del periodo durante el que tuvo lugar la Pequeña Edad del Hielo, sugerido por la interpretación de diferentes *proxys* paleoclimáticos y dataciones de formas morrénicas por liquenometría, según se explicó en el apartado 4.5.4.b.

### **CORDILLERA REAL (15°45'-17° 15'S, 66°15'-68° 35'O)**

Smith et al (2005a, 2005b, 2005c) emplearon berilio-10 y aluminio-26 para determinar las cronologías de las morrenas de los valles Zongo y Milluni, al Norte y al Sur del Nevado Huayna Potosí (6088 m). En un trabajo posterior (Smith et al., 2008) recalcularon las fechas con la herramienta *online* CRONUS obteniendo cronologías más recientes. Aplicando los mismos criterios que en Junín clasificaron las morrenas en cuatro conjuntos, a los que denominaron de la misma manera y adjudicaron los mismos intervalos cronológicos que en esa región (figura 7.72):

<b><u>Grupo</u></b>	<b><u>Edades de exposición (<math>^{10}\text{Be}</math>-<math>^{26}\text{Al}</math> ka)</u></b>
A	14-11
B	20-15
C	32-21
D	>65

**Figura 5.72:** edades de exposición de los valles Milluni y Zongo (Smith et al., 2005a)

Por esa razón tanto en la discusión de las edades de exposición como en el establecimiento de correlaciones regionales pueden considerarse de aplicación las mismas observaciones que se realizaron cuando se hizo referencia a las cronologías de la región de Junín, con la salvedad de señalar que los resultados alcanzados en los demás valles de la Cordillera Real, a los que se va a hacer referencia a continuación, sugieren un límite de ~24 ka para la adscripción de las morrenas del grupo C al Último Máximo Glacial Regional.

Zech et al (2007) usaron berilio-10 para datar las morrenas depositadas por los paleoglaciares en el valle de San Francisco, al SO del Nevado Illampu (6485 m), y en los valles del Río Suturi y Huama Loma, en la región de Cochabamba. Las edades de exposición sugirieron cuatro fases de avance en el valle San Francisco, tres en el valle del Río Suturi y dos en el valle Huama Loma.

En la tabla de la figura 5.73 se han resumido las cronologías de las fases definidas en cada valle y su interpretación geomorfológica.

<b><u>Interpretación geomorfológica</u></b>	<b>Edades de exposición (<math>^{10}\text{Be}</math> ka)</b>		
	<b><u>San Francisco</u></b>	<b><u>Río Suturi</u></b>	<b><u>Huama Loma</u></b>
Reavance menor	-	7,0 $\pm$ 0,5	-
Reavance menor	10,4 $\pm$ 0,5	-	11,0 $\pm$ 0,4
Reavance de igual magnitud	12,9 $\pm$ 0,6	13,0 $\pm$ 0,8	11,8 $\pm$ 0,5
Máximo avance inicial	-	-	16,9 $\pm$ 0,6
Reavance de igual magnitud	20,3 $\pm$ 0,8	-	-
Máximo avance inicial	-	22,0 $\pm$ 1,2	-
Máximo avance inicial	24,1 $\pm$ 0,9	-	-

**Figura 5.73:** edades de exposición de los valles San Francisco, Río Suturi y Huama Loma (Zech et al., 2007)

Los resultados obtenidos por Zech et al (2007) sugieren que la expansión de las masas de hielo se produjo diferencialmente en cada valle, en función de la altitud de la que procedían las masas de hielo, al igual que sucedió en el Nevado Coropuna.

En el valle San Francisco, donde los circos se encuentran en cotas más elevadas, se produjo un avance temprano de las masas de hielo que finalizó hacia 24,1 $\pm$ 0,9  $^{10}\text{Be}$  ka. El retraso de esa pulsación con respecto a la máxima expansión inicial en la Cordillera Blanca, que depositó las morrenas del grupo Rurec hacia ~29  $^{10}\text{Be}$  ka (Farber et al., 2005), demuestra que la glaciación se extendió por la cordillera oriental progresivamente hacia el Sur, en el mismo sentido que se incrementa la aridez del clima, como se propuso con anterioridad.

La misma conclusión puede deducirse de su adelanto con respecto a la culminación de la máxima expansión inicial en las quebradas de la vertiente septentrional del Nevado Coropuna, a la que se le ha atribuido el promedio de las edades de exposición deducidas por Bromley et al (2009) de las muestras NC1, NC2 y NC3 (20,9 $\pm$ 0,7  $^3\text{He}$  ka), indicando que las condiciones propicias para que se desencadenase el avance de las masas de hielo también se propagaron gradualmente hacia el Oeste.

Teniendo en cuenta la cronología atribuida a su culminación, la progresión de los paleoglaciares que se encauzaron por el interior del valle San Francisco necesariamente tuvo que comenzar con anterioridad al inicio en 23 $^{14}\text{C}$  cal ka de la expansión demográfica del plancton criófilo del Titicaca. De ese hecho se deduce que las condiciones paleoambientales en la región del lago, que se encuentra inmediatamente al Oeste del valle San Francisco, fueron propicias para el comienzo de la glaciación con anterioridad a serlo para el desarrollo de la población de plancton criófilo.

El descenso del paleoglacial que se canalizó por el valle de San Francisco refleja la depresión de la paleotemperatura que favoreció en primera instancia su avance desde las cumbres de Nevado Illampu (6485 m), y cuando fue suficientemente intensa en el nivel del lago (3810 m) desencadenó el crecimiento demográfico del plancton criófilo. El ciclo Tauca comenzó hacia  $18,1 \text{ }^{14}\text{C ka}$  (Plazcek, 2005; Plazcek et al., 2006) y en esa fecha existían amplios lagos en las cuencas del altiplano boliviano, entre 240 y 360 km al Sur del Lago Titicaca. Por esa razón puede considerarse que cuando las masas de hielo culminaron su expansión inicial en el valle San Francisco ( $24,1 \pm 0,9 \text{ }^{10}\text{Be ka}$ ) las condiciones paleoambientales ya debían ser notablemente húmedas en ese intervalo de latitud.

Como consecuencia de la depresión de la paleoELA climática asociada al descenso térmico y el incremento de la humedad, el paleoglacial que se encauzó por el valle del Río Suturi debió finalizar su expansión inicial hacia  $22,0 \pm 1,2 \text{ }^{10}\text{Be ka}$ , según indicaron las fechas publicadas por Zech et al (2007). Esa cronología es coherente con las condiciones paleoambientales que se deducen del episodio V ( $22 \text{ }^{14}\text{C ka}$ ) del diagrama paleoclimático, momento en el que se ha considerado que comenzó la expansión glacial en el Nevado Coropuna. En el complejo volcánico el máximo avance de los paleoglaciares que procedían del sector septentrional del área de cumbres finalizó hacia  $20,9 \pm 0,7 \text{ }^{3}\text{He ka}$ , promedio de las edades de exposición deducidas por Bromley et al (2009) de las muestras NC1, NC2 y NC3, recogidas en las morrenas que depositaron esas masas de hielo. La cronología de la culminación de esa fase puede correlacionarse con la finalización de la segunda máxima expansión en el valle San Francisco ( $20,3 \pm 0,8 \text{ }^{10}\text{Be ka}$ ).

Las masas de hielo que se encauzaron por la quebrada Cuncaicha-Pomullca procedían de circos considerablemente menos elevados que el área de cumbres del Nevado Coropuna, lo mismo que las que se canalizaron por el valle Huama Loma. El máximo avance de esos paleoglaciares sucedió casi simultáneamente, con edades de exposición de  $16,9 \pm 0,4 \text{ }^{36}\text{Cl ka}$  en el complejo volcánico y  $16,9 \pm 0,6 \text{ }^{10}\text{Be ka}$  en el valle Huama Loma, contemporáneas con el episodio III ( $17 \text{ }^{14}\text{C ka}$ ) del diagrama paleoclimático. Esas fases pueden correlacionarse con las que propiciaron la deposición de las morrenas del grupo Laguna Baja ( $\sim 16,5 \text{ }^{10}\text{Be ka}$ ), en la Cordillera Blanca (Farber et al., 2005) y los grupos B ( $20\text{-}15 \text{ }^{10}\text{Be-}^{26}\text{Al ka}$ ) de la región de Junín y los valles Milluni y Zongo, en la Cordillera Real (Smith et al., 2005a; Smith et al., 2008; Smith, 2005; Smith et al., 2005b).

Una vez se habían producido las fases de expansión inicial en los tres valles investigados por Zech et al (2007) la última máxima pulsación se produjo casi sincrónicamente en todos ellos, con cronologías de  $12,9 \pm 0,6 \text{ }^{10}\text{Be ka}$  en San Francisco,  $13,8 \pm 0,8 \text{ }^{10}\text{Be ka}$  en Río Suturi y  $11,8 \pm 0,5 \text{ }^{10}\text{Be ka}$  en Huama Loma. El último máximo avance de esas masas de hielo es compatible con el contexto paleoclimático que se deduce del periodo de apogeo del plancton criófilo del Lago Titicaca, entre 14 y  $9 \text{ }^{14}\text{C ka}$ .

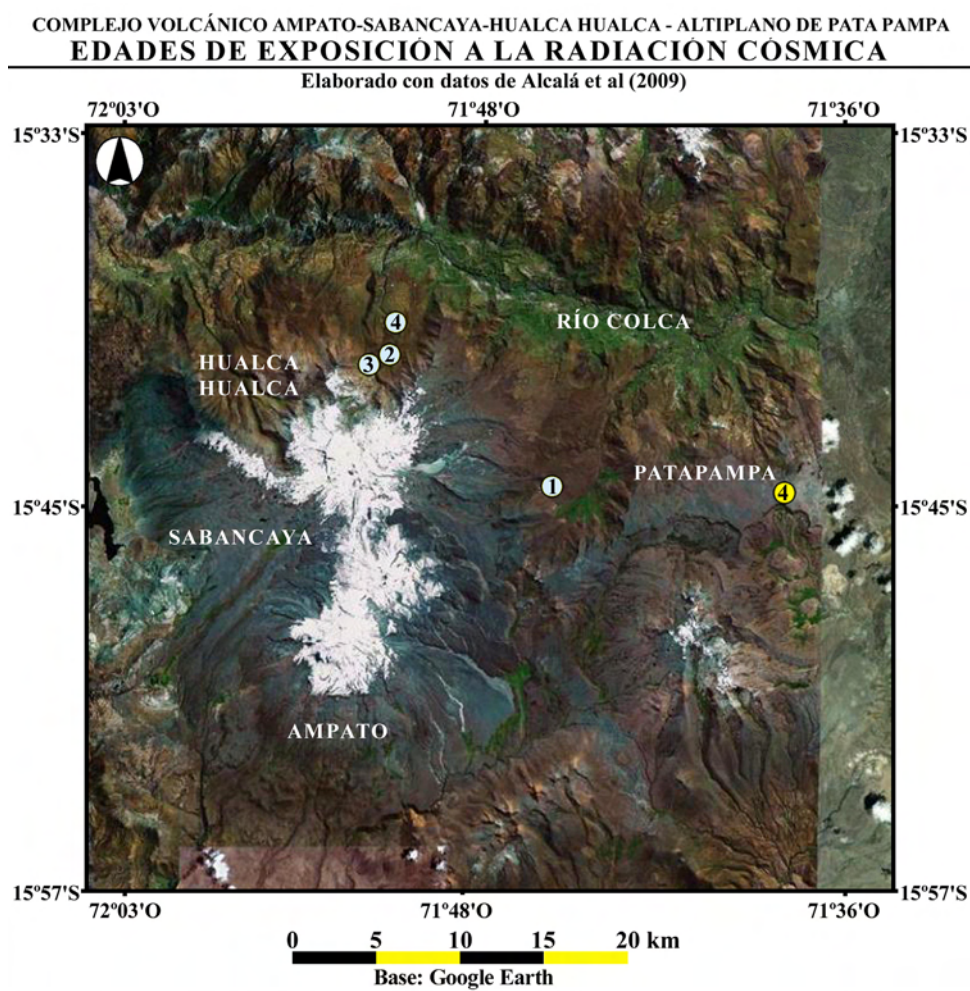
La máxima expansión final en los tres valles puede correlacionarse con los avances de los paleoglaciares que formaron las morrenas de los grupos Manachaque ( $13,2\text{-}10,4 \text{ }^{10}\text{Be ka}$ ) en la Cordillera Blanca (Farber et al., 2005) III ( $14\text{-}13 \text{ }^{10}\text{Be ka}$ ) en la Cordillera Huayhuash (Hall et al., 2009) y A ( $14\text{-}11 \text{ }^{10}\text{Be-}^{26}\text{Al ka}$ ) en la región de Junín y los valles Milluni y Zongo, en la Cordillera Real (Smith et al., 2005a; Smith et al., 2008; Smith, 2005; Smith et al., 2005b). También es coherente con las fases que Kelly et al (2007, 2008) dataron en la región del casquete glacial Quelccaya ( $\sim 12,7$  y  $\sim 11,4 \text{ ka}$ ) y las que se han determinado en las quebradas Jellojello y Cospanja, al NE y al SE del Nevado Coropuna, calculando las edades de exposición de las superficies de las que proceden las muestras 7 ( $12,5 \pm 0,3 \text{ }^{36}\text{Cl ka}$ ) y 11 ( $11,1 \pm 0,3 \text{ }^{36}\text{Cl ka}$ ).



### **COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO SABANCAYA HUALCA HUALCA-ALTIPLANO DE PATA PAMPA (15°40'-57'S, 70°03'-36'O)**

Además de las obtenidas en el Nevado Coropuna por el presente trabajo de investigación y Bromley et al (2009), las únicas edades de exposición que se han determinado en relación con la expansión de las masas de hielo en la cordillera occidental de los Andes Centrales proceden del estratovolcán Hualca Hualca y el altiplano de Pata Pampa, entre 80 y 120 km al SE del complejo volcánico, y han sido publicadas recientemente (Alcalá et al., 2009). El caso es semejante al Nevado Coropuna: se encuentra prácticamente en el mismo contexto climático y también consiste en un complejo de edificios volcánicos adyacentes que se levantan en un sector del altiplano en el que se han detectado evidencias que demuestran la presencia anterior de un extenso campo de hielo.

En el mapa de la figura 5.74 se ha señalado la localización de las muestras en las que se basó el trabajo de Alcalá et al (2009). En la parte inferior se indican su altitud y contexto geomorfológico y las edades de exposición que se dedujeron de su análisis.



MUESTRA	ALTITUD (m)	CONTEXTO	EDAD ( $^{36}\text{Cl}$ ka)
③ Hualca 3	4512	Bloque morrénico	11,9 ( $\pm 0,2$ )
④ Pata Pampa 4	4886	Umbral rocoso pulido	13,0 ( $\pm 0,4$ )
① Hualca 1	4444	Bloque morrénico	13,6 ( $\pm 0,3$ )
④ Hualca 4	4144	Bloque morrénico	17,0 ( $\pm 0,4$ )
② Hualca 2	4408	Bloque morrénico	18,3 ( $\pm 0,4$ )

**Figura 5.74:** edades de exposición del estratovolcán Hualca Hualca y el altiplano de Pata Pampa (Alcalá et al., 2009).

El complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca está constituido por tres edificios coalescentes que reciben esa denominación y se alinean con dirección NS, elevándose sobre un sector del altiplano profundamente disectado por el río Colca, que cruza la imagen de la figura 5.74 de Este a Oeste. El flanco septentrional del estratovolcán Hualca Hualca está afectado por un deslizamiento que obturó el cañón del Colca a mediados del Pleistoceno generando un represamiento que se hace evidente aguas arriba por la presencia de depósitos lacustres de decenas de metros de espesor (Gómez et al., 2004). En las vertientes del complejo volcánico Alcalá et al (2009) cartografiaron varias decenas de formas morrénicas que registran la evolución desde el Último Máximo Glacial Regional de las masas de hielo que todavía ocupan el área de cumbres.

La conservación de algunos umbrales rocosos con pulimento de origen glaciario demuestra que el altiplano de Pata Pampa estuvo cubierto por un campo de hielo (figura 2.31), cuyo contexto geomorfológico (figura 2.32) sugiere que se formó por la diagénesis de nieve precipitada *in situ*, sin recibir la alimentación de paleoglaciares alóctonos.

Alcalá et al (2009) emplearon cinco muestras para deducir las edades de exposición:

- **Muestras Hualca 4, Hualca 2 y Hualca 3:** procedían de tres generaciones de morrenas que se encuentran en el interior de la quebrada Huayuray, excavada por las masas de hielo en los depósitos del deslizamiento de la vertiente septentrional del estratovolcán Hualca Hualca.
- **Muestra Hualca 1:** recogida en la morrena lateral septentrional de la quebrada Hualca Hualca, que desciende por el flanco oriental de ese estratovolcán hacia una depresión abierta en el altiplano por otro deslizamiento.
- **Muestra Pata Pampa 4:** provenía de un umbral rocoso con pulimento glaciario, en la superficie de una colada de lava del sector culminante del altiplano de Pata Pampa, 20 km al Este del complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca.

Las edades de exposición deducidas de las muestras Hualca 2 y Hualca 4 ( $18,3 \pm 0,4$  y  $17,0 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka), recogidas en bloques de las morrenas de la quebrada Huayuray, son coherentes con la interpretación sobre el Último Máximo Glacial Regional que se ha presetado en este capítulo, sugiriendo que el último máximo avance de las masas de hielo comenzó simultáneamente en el complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca y en el Nevado Coropuna, y que los paleoglaciares alcanzaron su plenitud consecutivamente dependiendo de la altitud de la que procedían.

Los circos que emitieron los aparatos que se canalizaron por la quebrada Huayuray y depositaron los bloques de los que proceden las muestras Hualca 2 y Hualca 4 se encuentran en un intervalo altitudinal intermedio entre el área de cumbres del Nevado Coropuna, de donde provenían los paleoglaciares de las quebradas Mapa Mayo, Santiago y Queñua Ranra, y los escarpes desde los que descendieron las masas de hielo que se canalizaron por el interior de las quebradas Cuancaicha-Pomullca y Pomullca-Huajra Huire.

Por esa causa las edades de exposición que Alcalá et al (2009) dedujeron de las muestras Hualca 2 y Hualca 4 están comprendidas en el intervalo definido por el promedio de las fechas que Bromley et al (2009) estimaron para las muestras NC1, NC2 y NC2 ( $20,9 \pm 0,2$   $^3\text{He}$  ka), provenientes de las morrenas de las quebradas Mapa Mayo y Santiago, y la que indicó la muestra 3 ( $16,9 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka), recogida durante el presente trabajo de investigación en una de las morrenas de la quebrada Cuancaicha-Pomullca.

La culminación de las fases de progresión de las masas de hielo las vertientes septentrionales del estratovolcán Hualca Hualca y el Nevado Coropuna es prácticamente contemporánea al episodio III ( $17^{14}\text{C}$  cal ka) del diagrama paleoclimático. Esos avances pueden correlacionarse con los que generaron las morrenas del grupo Laguna Baja ( $\sim 16,5^{10}\text{Be}$  ka) en la Cordillera Blanca (Farber et al., 2005) y los grupos B ( $20\text{-}15^{10}\text{Be-}^{26}\text{Al}$  ka) de la región de Junín y los valles Milluni y Zongo, en la Cordillera Real (Smith et al., 2005a; Smith et al., 2008; Smith, 2005; Smith et al., 2005b), así como con la máxima expansión inicial en el valle Huama Loma ( $16,9\pm 0,6^{10}\text{Be}$  ka), en un sector más meridional de la cordillera oriental (Zech et al., 2007).

La edad de exposición de la muestra Hualca 1 sugirió que la culminación de la progresión del paleoglaciario que depositó la morrena de la que procede, en la quebrada Hualca Hualca, debió suceder hacia  $13,6\pm 0,4^{36}\text{Cl}$  ka. Ese avance fue contemporáneo a la expansión del campo de hielo del altiplano de Pampa Pucaylla, en la base oriental del Nevado Coropuna, previa al desbordamiento y canalización de los paleoglaciares por el valle Jellojello, que provocó la deposición hacia  $12,5\pm 0,3^{36}\text{Cl}$  ka de la morrena en la que se recogió la muestra 7. El establecimiento de esa correlación se fundamentó en los niveles de las paleoELAs y las hipótesis de la investigación que se plantearon en el apartado 1.3:

- El altiplano de Pampa Pucaylla se encuentra aproximadamente en el mismo nivel altitudinal que la paleoELA geomorfológica de los paleoglaciares del estratovolcán Hualca Hualca (4980 m), reconstruida por Alcalá et al (2009) por el método *Área x Altitude* y atribuible a la cronología sugerida por la muestra Hualca 1 ( $13,6\pm 0,4^{36}\text{Cl}$  ka).
- Según las hipótesis de la investigación cuando los paleoglaciares culminaron sus avances sus paleoELAs geomorfológicas se equilibraron con la paleoELA climática. Asumiendo la validez de esos planteamientos la depresión en esa fecha de ambas paleoELAs hasta el nivel del altiplano de Pampa Pucaylla justifica la existencia de las condiciones paleoambientales que desencadenaron la expansión del campo de hielo en esa planicie.
- La edad de exposición indicada por la muestra Hualca 1 ( $13,6\pm 0,4^{36}\text{Cl}$  ka) para la máxima expansión de los paleoglaciares en la quebrada Hualca Hualca es anterior a la que se dedujo de la muestra 7 ( $12,5\pm 0,3^{36}\text{Cl}$  ka) para la culminación del avance de las masas de hielo en el interior del valle Jellojello, en el sector NE del Nevado Coropuna.
- Como los paleoglaciares que se canalizaron por la quebrada Jellojello procedían del desbordamiento del campo de hielo de Pampa Pucaylla las cronologías deducidas de las muestras conforman una secuencia que explica razonablemente la progresión de los paleoglaciares en la quebrada Hualca Hualca y el altiplano oriental del Nevado Coropuna, en la fecha sugerida por la muestra Hualca 1 ( $13,6\pm 0,4^{36}\text{Cl}$  ka) y la culminación posterior de su expansión en el valle Jellojello, en la cronología indicada por la muestra 7 ( $12,5\pm 0,3^{36}\text{Cl}$  ka).

La culminación de la expansión de las masas de hielo en la quebrada Hualca Hualca en  $13,6\pm 0,4^{36}\text{Cl}$  ka es contemporánea con el episodio II ( $13^{14}\text{C}$  cal ka) del diagrama paleoclimático, en plena expansión del plancton criófilo del Lago Titicaca. Su cronología confirma que en ese momento se produjeron avances de los paleoglaciares en todos los sectores de los Andes Centrales, pudiendo correlacionarse además de con las fechas obtenidas en el valle Jellojello, al NE del Nevado Coropuna, con las que se atribuyeron a las morrenas del grupo Manachaque ( $13,2\text{-}10,4^{10}\text{Be}$  ka), en la Cordillera Blanca (Farber et al., 2005), las morrenas del grupo III ( $14\text{-}13^{10}\text{Be}$  ka), en la Cordillera Huayhuash (Hall et al., 2009) y las morrenas del grupo A ( $14\text{-}11^{10}\text{Be-}^{26}\text{Al}$  ka) en la región de Junín y los valles Milluni y Zongo, en la Cordillera Real (Smith et al., 2005a; Smith et al., 2008; Smith, 2005; Smith et al., 2005b).



La secuencia cronológica constituida por las fechas deducidas de las muestras procedentes de las quebradas Hualca Hualca y Jellojello también es coherente con los avances de las masas de hielo del casquete glaciar Quelccaya entre ~12,7 y ~11,4 ka (Kelly et al., 2007; Kelly et al., 2008) y las últimas máximas pulsaciones de los paleoglaciares datadas por Zech et al (2007) en los valles San Francisco ( $12,9 \pm 0,6$   $^{10}\text{Be}$  ka), Río Suturi ( $13,8 \pm 0,8$   $^{10}\text{Be}$  ka) y Huama Loma ( $11,8 \pm 0,5$   $^{10}\text{Be}$  ka), en torno a la localidad boliviana de Cochabamba.

Las interpretaciones anteriores, deducidas de la aplicación de las hipótesis de la investigación, son coherentes con los *proxys* paleoclimáticos regionales y las edades de exposición procedentes del Nevado Coropuna y otras regiones de los Andes Centrales. Sin embargo la cronología deducida por Alcalá et al (2009) de la muestra Pata Pampa 4 ( $13,0 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka) demuestra que el campo de hielo que ocupaba ese sector del altiplano desapareció poco después de que finalizase la progresión de los paleoglaciares en la quebrada Hualca Hualca. En principio podría suponerse que la constatación de ese hecho contradice los planteamientos propuestos. No obstante la evolución de la paleoELA climática puede explicarlo razonablemente, de manera que la edad de exposición de la muestra Pata Pampa 4 en realidad contribuye a validar el marco teórico que se está sosteniendo.

El altiplano de Pata Pampa se encuentra en un intervalo de altitud entre 4850 y 4900 m, semejante al nivel en el que puede suponerse que se encontraba la paleoELA climática en la fecha sugerida por la muestra Hualca 1 ( $13,6 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka), debido a que en ese momento debió equilibrarse en el nivel de la paleoELA geomorfológica de la quebrada Hualca Hualca (4980 m). A diferencia de lo que sucedía en el campo de hielo instalado en el altiplano de Pampa Pucaylla, que estaba alimentado por los paleoglaciares procedentes de las cumbres que lo enmarcan, incluidas las del sector NE del Nevado Coropuna, el contexto geomorfológico de Pata Pampa sugiere que la presencia de las masas de hielo en ese sector del altiplano dependía exclusivamente de la diagénesis de la nieve acumulada *in situ*. El altiplano de Pata Pampa esta separado de los edificios volcánicos próximos, el Nevado Ananto (al Sur) y el complejo Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca (al Oeste), por profundas depresiones cuya presencia hace imposible que hubiese recibido la afluencia de paleoglaciares alóctonos. Como consecuencia de la elevación de la paleoELA climática hasta el límite altitudinal de Pata Pampa el predominio de la ablación sobre la acumulación debió generalizarse a lo largo y ancho del campo de hielo. La diferencia entre las edades de exposición de las muestras Hualca 1 y Pata Pampa 4 ( $0,6 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka) representaría el periodo de tiempo que las condiciones paleoambientales necesitaron para completar la fusión de los paleoglaciares y su desaparición del altiplano. Mientras tanto por encima del nivel de la paleoELA climática (4980 m en  $13,6 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka), la fábrica glaciar continuaba disponiendo de condiciones propicias para funcionar, alimentando el avance de las masas de hielo de la quebrada Hualca Hualca, al Este de ese estratovolcán, y en el valle Jellojello, al NE del Nevado Coropuna.

Con respecto a la edad de exposición que Alcalá et al (2009) dedujeron de la muestra Hualca 3 ( $11,9 \pm 0,2$   $^{36}\text{Cl}$  ka), recogida en una morrena de la quebrada Huayuray, en la vertiente septentrional del estratovolcán Hualca Hualca, el avance en esa fecha del paleoglaciar que la depositó es compatible con las condiciones paleoambientales que se deducen de la prolongación de la expansión del plancton criófilo del Lago Titicaca hasta  $9$   $^{14}\text{C}$  cal ka. También es coherente con la progresión de los paleoglaciares en las quebradas Jellojello y Cospanja, al NE y al SE del Nevado Coropuna, en  $12,5 \pm 0,3$   $^{36}\text{Cl}$  ka y  $11,1 \pm 0,3$   $^{36}\text{Cl}$  ka, y en general con las evidencias que se han señalado con anterioridad demostrando que las masas de hielo experimentaron en esa época sus últimos máximos avances, en las regiones meridionales de la cordillera oriental, o reavances de menor entidad, en los sectores más septentrionales de los Andes Centrales.

### **5.5.6. Discusión de las edades de exposición relacionadas con el proceso de deglaciación**

En el apartado anterior las edades de exposición establecidas en el Nevado Coropuna por el presente trabajo de investigación y Bromley et al (2009) se discutieron conjuntamente con cronologías procedentes de otras regiones de los Andes Centrales. En esa tarea se empleó como *proxy* paleoclimático de referencia la evolución demográfica del plancton criófilo del Lago Titicaca, que se consideró un bioindicador válido de las condiciones paleoambientales que controlaron las fases de expansión y retracción de las masas de hielo. La discusión demostró que las hipótesis que se plantearon para explicar la evolución de los paleoglaciares del Nevado Coropuna durante el Último Máximo Glacial Regional son coherentes con las evidencias procedentes de otras áreas de alta montaña de los Andes Centrales. De ese modo se validaron con carácter preliminar los resultados que se han presentado en este capítulo, a la espera de la interpretación que finalmente pueda abordarse cuando se determinen las edades de exposición que se deduzcan de las muestras que actualmente están siendo analizadas en los laboratorios PRIME y ATCLABS.

En este apartado se va a afrontar la discusión del proceso de deglaciación. Debido a que apenas existen edades de exposición que daten el retroceso de las masas de hielo en otras regiones de los Andes Centrales, en este caso no es posible establecer correlaciones regionales con la misma representatividad espacial que cuando la discusión se refirió a la expansión glacial. No obstante la disponibilidad de los datos de la evolución demográfica del plancton criófilo en el Lago Titicaca, que demostró una correlación aceptable con las pulsaciones positivas de las masas de hielo, también sirvió como referencia para justificar las cronologías de la retirada de los paleoglaciares.

#### **5.5.6.a) El comienzo de la deglaciación a escala global**

La evolución de la curva SPECMAP con posterioridad a  $18 \pm 5$   $^{14}\text{C}$  cal ka sugiere que el proceso de deglaciación global debió iniciarse inmediatamente después de alcanzar en esa fecha el máximo valor de la relación isotópica  $\delta^{18}\text{O}$  de los últimos 500 ka, que delimita el Último Máximo Glacial a escala planetaria. A partir de  $12 \pm 5$   $^{14}\text{C}$  cal ka la relación de los isótopos de oxígeno presenta valores negativos y se produce la transición entre los estadios MIS2 ( $24-12 \pm 5$   $^{14}\text{C}$  cal ka) y MIS1 (desde  $12 \pm 5$   $^{14}\text{C}$  cal ka).

Al igual que los que se referían al inicio del enfriamiento y la expansión de la glaciación, los datos procedentes de diferentes partes de la Tierra indican que el comienzo de la deglaciación asociada a la tendencia al calentamiento global tampoco sucedió simultáneamente en todo el planeta. El retroceso de los *inlandsis* regionales boreales debió empezar hacia ~19 ka, coincidiendo con la tendencia ascendente del nivel medio de los océanos, pero el comienzo del deshielo de la Antártida se retrasó hasta entre 15,2 y 13,9 ka (Clark et al., 2009). Los registros de los isótopos de oxígeno en dos testigos de hielo (*Siple dome* y *Taylor dome*) procedentes de perforaciones realizadas en los márgenes del Mar de Ross, al Oeste de la Antártida, reflejan un calentamiento abrupto hacia ~14,5 ka (Brook et al., 2005; Steig et al., 1998), que coincide con una aceleración de la elevación del nivel del mar en la misma época (Clark et al., 2009).

Con incertidumbres debidas a la escasez de datos disponibles y su insuficiente representatividad espacial, las edades de exposición indican que en el Oeste de Norteamérica, en Europa y en algunas regiones de los trópicos los paleoglaciares de montaña comenzaron a retroceder desde las posiciones alcanzadas durante su última máxima expansión antes que en el Tíbet y las latitudes medias del Hemisferio Sur (Clark et al., 2009; Licciardi et al., 2004).

Sin embargo muchas de las edades de exposición a las que se hizo referencia en el apartado anterior, incluidas las que se han establecido en el Nevado Coropuna, sugieren que en algunas regiones de los Andes Centrales los paleoglaciares experimentaron su último máximo avance entre 12 y 11 ka, y la culminación de la expansión demográfica del plancton criófilo del Lago Titicaca en 11,5  $^{14}\text{C}$  cal ka que hasta esa fecha las condiciones paleoclimáticas todavía no debieron ser favorables para que comenzase la deglaciación.

El apogeo de la población de plancton criófilo coincidió con el mayor calentamiento de los últimos 40 ka de la superficie del mar en las Islas Galápagos (casi 25°C), seguido de una tendencia moderadamente negativa del mismo parámetro. En cualquier caso la abundancia del plancton criófilo en el testigo de sedimentos se mantiene por encima del 90% hasta 9  $^{14}\text{C}$  cal ka. No obstante las edades de exposición deducidas de las muestras de las superficies de lechos rocosos con pulimento y estrías de origen glaciar recogidas en el Nevado Coropuna (figura 5.67) demuestran que la deglaciación ya se había generalizado en ambas vertientes del complejo volcánico con anterioridad a 10,1 $\pm$ 0,4  $^{36}\text{Cl}$  ka. Esa fue la edad de exposición que se dedujo de la muestra 20, que indica la fecha en la que las masas de hielo se retiraron de la cubeta de sobre-excavación que actualmente esta ocupada por la laguna Cara Cara, en la quebrada Cospanja (sector SE del Nevado Coropuna).

#### **5.5.6.b) Correlaciones regionales de las edades de exposición relacionadas con el proceso de deglaciación**

Lógicamente cuando como consecuencia del incremento de la paleotemperatura del aire y el descenso de la paleoprecipitación la paleoELA climática ascendió por las vertientes del Nevado Coropuna, la retirada de las masas de hielo no debió desarrollarse con el mismo ritmo en todo el complejo volcánico. Lo más probable es que afectase diferencialmente a los paleoglaciares en función de la altitud de su área fuente.

La elevación de paleoELA climática sobre el límite superior de un paleoglaciar tuvo que implicar la desaparición de su zona de acumulación y su completa desaparición en el periodo de tiempo que las condiciones paleoambientales precisasen para fundir la masa de hielo restante. Mientras tanto los paleoglaciares procedentes de cumbres más elevadas podían conservarse o incluso experimentar reavances de menor entidad. De ese modo sucedió cuando desapareció el campo de hielo de Pata Pampa, al Este del complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca, prácticamente contemporáneo a la expansión de los paleoglaciares en la quebrada Hualca Hualca y anterior a los últimos máximos avances ocurridos en los valles Jellojello y Cospanja, en los sectores NE y SE del Nevado Coropuna. Ese caso demuestra que la elevación de la ELA climática sobre el límite superior de un glaciar pudo provocar su desaparición y permitir al mismo tiempo la expansión de masas de hielo que procedan de sectores que se encuentren a mayor altitud.

La cronología deducida de la muestra 19 y su interpretación geomorfológica (procede de un umbral rocoso con pulimento y estrías de origen glaciar que las masas de hielo dejaron expuesto a la radiación cósmica cuando se retiraron) demuestran que la deglaciación del campo de hielo de Pampa Pucaylla ya había comenzado hacia 12,5 $\pm$ 0,4  $^{36}\text{Cl}$  ka. Sin embargo la presencia en el interior de la quebrada Jellojello de la morrena de la que procede la muestra 8, cuya edad de exposición necesariamente tiene que ser menor que la que señaló la muestra 7 (12,5 $\pm$ 0,3  $^{36}\text{Cl}$  ka), indica que los paleoglaciares que se canalizaron por el interior de ese valle experimentaron una pulsación positiva con posterioridad al inicio de la deglaciación del campo de hielo, cuyo sector septentrional, de donde procedían esos paleoglaciares, todavía debió conservarse durante algún tiempo.



Al igual que debió suceder en el altiplano de Pata Pampa, al Este del complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca, la deglaciación del campo de hielo del altiplano de Pampa Pucaylla debió comenzar donde su presencia se debía a diagénesis de nieve acumulada *in situ*, sin que su alimentación procediese de paleoglaciares alóctonos. El contexto geomorfológico sugiere que ese debía ser el caso del sector donde se encuentra la superficie de la que se extrajo la muestra 19.

Mientras tanto los paleoglaciares procedentes de cumbres más elevadas, como los cerros Pucaylla y Pumaranra o los edificios del sector oriental del Nevado Coropuna, que se levantan entre 1300 y 1500 m sobre el altiplano, todavía pudieron mantenerse estables durante algún tiempo o incluso experimentar pequeños reavances, como el que depositó las morrenas de las que procede la muestra 8. La única condición necesaria para que esas pulsaciones positivas se produjesen es que la zona de acumulación de las masas de hielo recibiese suficientes precipitaciones para que su balance de masa fuese positivo.

Teniendo en cuenta la interpretación que se ha planteado para justificar las cronologías disponibles se espera que los análisis de la muestra 8 ofrezcan una fecha inmediatamente anterior a la generalización del proceso de deglaciación en el sector NE del Nevado Coropuna. Por el momento puede suponerse que las condiciones paleoclimáticas no debieron ser propicias para que eso sucediera al menos hasta la fecha en la que tuvo lugar la deposición del bloque del que procede la muestra 11 ( $11,1 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka), recogida en la morrena lateral de la quebrada Cospanja, al SE del complejo volcánico, atribuida al Último Máximo Glacial Regional.

La prolongación de la expansión de plancton criófilo del Lago Titicaca hasta  $11,5$   $^{14}\text{C}$  cal ka respalda esa interpretación. En cualquier caso, la generalización de la deglaciación en todo el Nevado Coropuna tuvo que desencadenarse en algún momento comprendido entre la cronología que se dedujo de la muestra 11 ( $11,1 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka) y la que indicó la muestra 20 ( $10,1 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka), que señala el momento en el que las masas de hielo procedentes del sector oriental de la cabecera de la quebrada Cospanja habían empezado a retirarse de la laguna Cara Cara (a 4266 m de altitud).

A falta del establecimiento de las cronologías que se deduzcan de los análisis que actualmente están realizando los laboratorios, las edades de exposición que se han deducido de las muestras 20, 24 y 21 constituyen las únicas evidencias en las que por el momento puede basarse la discusión del proceso de deglaciación del Nevado Coropuna. La edad de exposición deducida de la muestra 24 (5059 m) indica que hacia  $8,9 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka los paleoglaciares se retiraron desde el umbral rocoso donde se recogió la muestra hasta los circos de los que procedían las masas de hielo, que se encuentran apenas a 1 km de distancia y a unos 100 m de desnivel por encima de esa posición. Esos circos están en la base de los escarpes con cota culminante a 5558 m de altitud que se encuentran inmediatamente hacia el Este del edificio oriental del Nevado Coropuna y actualmente están ocupados por glaciares rocosos (figura 2.174). La muestra 24 fue extraída del umbral de salida de una cubeta de sobre-excavación parcialmente colmatada por los depósitos de los lahares generados por la erupción que provocó la emisión de la colada de lava de la quebrada Cospanja ( $0,7 \pm 0,2$   $^{36}\text{Cl}$  ka). El umbral rocoso se encuentra en medio de un arco morrénico frontal de delgado espesor que fue disectado por la escorrentía proglaciar generada por la ablación final de la masa de hielo. La presencia de esa morrena pone de manifiesto que el paleoglaciar debió experimentar un pequeño reavance antes de producirse su desaparición definitiva. Teniendo en cuenta la edad de exposición deducida de la muestra 24 ( $8,9 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$ ), esa pulsación tardiglacial puede considerarse contemporánea al episodio I ( $9$   $^{14}\text{C}$  cal ka) del diagrama paleoclimático.

La coincidencia durante el episodio I ( $9^{14}\text{C}$  cal ka) del diagrama paleoclimático del máximo demográfico de la población de plancton criófilo del Lago Titicaca (con un 95% de representación en el testigo de sedimentos) y un pico negativo en la tendencia de la paleotemperatura de la superficie del mar en las Islas Galápagos, sugieren que las condiciones paleoambientales pudieron ser en ese momento favorables a la progresión del paleoglaciador de la cabecera de la quebrada Cospanja.

Después de retirarse de la cubeta de sobre-excavación en la fecha deducida de la muestra 24 ( $8,9 \pm 0,4^{36}\text{Cl}$ ), la completa desaparición de esa masa de hielo debió completarse en apenas unos siglos, coincidiendo con el acusadísimo descenso observado entre  $8,7$  y  $7,0^{14}\text{C}$  cal ka en la población de plancton criófilo del Titicaca. Durante ese periodo la representación de las especies de plancton criófilo en los sedimentos del lago se reduce de un 85% a un 22%. La crisis demográfica del plancton demuestra que el proceso de deglaciación pudo haber experimentado entonces una marcada aceleración, que también se dedujo de la interpretación de las tasas de deglaciación de los paleoglaciadores occidental y oriental de la quebrada Cospanja (apartado 5.5.1.d, figura 5.63).

Durante la expansión glaciador esos aparatos confluyeron en el nivel altitudinal en el que actualmente se encuentra la laguna de Cara Cara, conformando la masa de hielo que relleno la quebrada Cospanja y depositó el bloque morrénico del que procede la muestra 11 hacia  $11,1 \pm 0,4^{36}\text{Cl}$  ka.

Las edades de exposición demuestran que la superficie de la que procede la muestra 21 quedó expuesta a la radiación cósmica con posterioridad ( $7,5 \pm 0,4^{36}\text{Cl}$  ka) a la superficie de la que se extrajo la muestra 24 ( $8,9 \pm 0,4^{36}\text{Cl}$  ka), a pesar de encontrarse la primera (4724 m) a menor altitud que la segunda (5059 m). Ese hecho puso de manifiesto que durante la primera fase de la deglaciación, el paleoglaciador occidental de la quebrada Cospanja, que recogía los aparatos que descendían desde el área de cumbres del Nevado Coropuna, conservaba una longitud notablemente superior que el paleoglaciador oriental, que provenía de los circos que se encuentran en la parte Este de la cabecera del valle y alcanzan altitudes más reducidas, a cuya desaparición acaba de referirse la discusión.

Sin embargo el cálculo de las tasas de deglaciación de los dos aparatos indicó que el paleoglaciador occidental había retrocedido a razón de 3,2 m/año, y el paleoglaciador oriental lo había hecho a 1,5 m/año. La tasa de deglaciación del paleoglaciador occidental no refleja una velocidad de retroceso uniforme sino una marcada aceleración final, con anterioridad a que las masas de hielo dejaran al descubierto el lecho del que procede la muestra 21. Esa hipótesis es coherente con el hecho de que la edad de exposición deducida de la muestra 21 ( $7,5 \pm 0,4^{36}\text{Cl}$  ka) quede comprendida dentro del periodo de crisis demográfica observado entre  $8,7$  y  $7,0^{14}\text{C}$  cal ka en el plancton criófilo del Lago Titicaca.

La aceleración experimentada por el proceso de deglaciación y la tendencia a la extinción del plancton criófilo pueden vincularse con el avance de la aridez hacia el Norte y el Oeste de la cordillera, que ha propiciado la configuración actual del clima de los Andes Centrales.

La discusión deja muchos interrogantes pendientes, a la espera de que la disponibilidad de todas las edades de exposición permita establecer una secuencia cronológica más aproximada del proceso de deglaciación del Nevado Coropuna. Las series cronológicas que finalmente se deduzcan de las muestras que se recogieron con esa finalidad en las quebradas Cospanja (20-24) y Río Blanco (25-28), en los sectores SE y SO del complejo volcánico, proporcionarán un eficaz instrumento para tratar de dilucidar esas cuestiones.

## 5.6. CONCLUSIONES

El objetivo general de la quinta etapa de la investigación, a la que se ha referido este capítulo, era determinar las cronologías del Último Máximo Glacial Regional, el posterior proceso de deglaciación y las erupciones volcánicas holocenas en el Nevado Coropuna, estableciendo correlaciones con *proxys* paleoclimáticos y cronologías a escala regional y global. Con esa finalidad se seleccionaron en el mapa geomorfológico 31 unidades representativas de las fases glaciales y volcánicas, se extrajeron muestras de sus superficies durante las campañas de trabajo de campo y se establecieron sus edades de exposición a la radiación cósmica midiendo la acumulación de cosmonucleidos de cloro-36. Para contextualizar los resultados se emplearon los siguientes *proxys* paleoclimáticos:

- **A escala regional:** la paleotemperatura de la superficie del mar en el archipiélago de las Islas Galápagos (Lea et al., 2006a; Lea et al., 2006b) y la población de plancton criófilo en el Lago Titicaca (Fritz et al., 2007a; Fritz et al., 2007b). Con los promedios cada 1 ka de ambos indicadores se elaboró un diagrama paleoclimático en el que se detectaron nueve episodios fríos (I-IX) durante los que sucedieron simultáneamente máximos demográficos del plancton criófilo y picos de máxima depresión de la paleotemperatura de la superficie del mar. Esos episodios tienen una elevada correlación con los eventos Heinrich y Younger Dryas, que se han detectado en el Hemisferio Norte y se interpretan como pulsaciones frías. Empleando como referencia las áreas definidas en el diagrama paleoclimático por las curvas de los *proxys* se definieron fases glacio-positivas, favorables a la expansión glaciaria, y fases glacio-negativas, propicias a la deglaciación.

- **A escala planetaria:** la curva SPECMAP (Wright, 2000; Imbrie et al., 1984), que representa la evolución de la relación isotópica  $\delta^{18}\text{O}$  durante los últimos 500 ka y proporciona una valoración global media de la paleotemperatura de la superficie del mar y el volumen global de hielo acumulado en los continentes. La curva SPECMAP se ha empleado como referencia para delimitar los estadios isotópicos marinos MIS, que se identifican con periodos glaciales e interglaciales (Wright, 2000; Emiliani, 1955; Hays et al., 1976; Shackleton, 1967).

La contextualización paleoclimática de las edades de exposición deducidas en el Nevado Coropuna por el presente trabajo de investigación y Bromley et al (2009) permitió establecer correlaciones espaciales con evidencias del Último Máximo Glacial a escala global (Clark et al., 2009; Brook et al., 2005; Steig et al., 1998; Licciardi et al., 2004) y regional, incluyendo geoindicadores de la evolución de la humedad en las regiones más meridionales del altiplano (Plazcek, 2005; Plazcek et al., 2006) y cronologías de las fases glaciales basadas en la acumulación de cosmonucleidos procedentes de otros sectores de los Andes Centrales.

Una parte de esos trabajos se realizaron en la cordillera occidental (Alcalá et al., 2009), otra en la cordillera oriental (Zech et al., 2007; Smith et al., 2005a; Kelly et al., 2007; Kelly et al., 2008; Zech et al., 2008; Smith et al., 2008; Smith, 2005; Smith et al., 2005b; Smith et al., 2005c) y el resto en regiones más septentrionales, al Norte de la división de los Andes Centrales y la aparición del altiplano entre las dos cordilleras (Farber et al., 2005; Hall et al., 2009; Hall et al., 2006).

Los resultados obtenidos y su discusión en el marco de referencia propuesto proporcionaron los instrumentos necesarios para elaborar una reconstrucción cronológica del Último Máximo Glacial Regional y el posterior proceso de deglaciación, que sirvió para establecer correlaciones espaciales entre las edades de exposición del Nevado Coropuna y evidencias procedentes de otras regiones de los Andes Centrales y diferentes partes de la Tierra.



### **5.6.1. Cronologías del Último Máximo Glacial Regional**

El comienzo del Último Máximo Glacial a escala global (LGM) puede situarse en el estadio MIS3 ( $59\pm5$ - $24\pm5$   $^{14}\text{C}$  cal ka), coincidiendo con la tendencia marcadamente depresionaria de la curva SPECMAP desde  $50\pm5$   $^{14}\text{C}$  cal ka y el crecimiento de los inlandsis regionales del NE de Norteamérica y el Oeste de la Antártida, que adquirieron su mayor desarrollo entre 33 y 29  $^{14}\text{C}$  cal ka (Clark et al., 2009).

Las evidencias disponibles sugieren que en las regiones más húmedas de los Andes Centrales, al Norte de la cordillera, la expansión glaciaria se produjo casi sincrónicamente con las altas latitudes. Las dataciones indican que algunos paleoglaciares de la Cordillera Blanca culminaron su máxima progresión hacia  $\sim 29$   $^{10}\text{Be}$  ka (Farber et al., 2005), con anterioridad a que los océanos se situasen  $\sim 130$  m por debajo de su nivel medio actual, alcanzando el mínimo observado en los últimos 50 ka (Clark et al., 2009; Lambeck & Chappell, 2001; Yokoyama et al., 2000).

Sin embargo en las regiones más áridas, al Sur de la cordillera oriental y en la cordillera occidental, la expansión glaciaria no comenzó hasta que las condiciones paleoambientales fueron suficientemente húmedas para permitirlo.

Las edades de exposición y los *proxys* paleoclimáticos demuestran que la humedad y la glaciación se extendieron progresivamente sobre los Andes Centrales en el mismo sentido que se incrementa la aridez del clima, hacia el Sur y hacia el Oeste de la cordillera.

#### **Expansión de la humedad y la glaciación hacia el Sur de la cordillera:**

- En el intervalo de latitud del Titicaca ( $15^{\circ}\text{S}$ - $16^{\circ}\text{S}$ ) la humedad alcanzó los niveles precisos entre 24 y 23 ka, coincidiendo con la expansión inicial de algunos paleoglaciares de la Cordillera Real hacia  $24,1\pm0,9$   $^{10}\text{Be}$  ka (Zech et al., 2007), y el crecimiento de la población de plancton criófilo del lago después de haberse extinguido prácticamente entre 25 y 23  $^{14}\text{C}$  cal ka (figura 5.66).
- El desarrollo de lagos amplios y profundos en las cuencas del altiplano boliviano desde 18,1  $^{14}\text{C}$  cal ka (Plazcek, 2005; Plazcek et al., 2006) demuestra que en ese tiempo el clima ya era considerablemente húmedo en las regiones meridionales de los Andes Centrales ( $18^{\circ}\text{S}$ - $22^{\circ}\text{S}$ ).

#### **Expansión de la humedad y la glaciación hacia el Oeste de la cordillera:**

Las fechas propuestas por Zech et al (2007) para un valle de la Cordillera Real ( $24,1\pm0,9$   $^{10}\text{Be}$  ka) y Bromley et al (2009) para dos quebradas de la vertiente septentrional del Nevado Coropuna ( $20,9\pm0,7$   $^3\text{He}$  ka) reflejan que la humedad y la glaciación se extendieron progresivamente hacia el Oeste de los Andes Centrales en  $\sim 3$ -4 ka, en el intervalo comprendido entre  $15^{\circ}30'\text{S}$  y  $16^{\circ}30'\text{S}$  de latitud.

La curva SPECMAP alcanza su mayor depresión de los últimos 500 ka hacia  $18\pm5$   $^{14}\text{C}$  cal ka, indicando que la aparición de los lagos del altiplano Boliviano (18,1  $^{14}\text{C}$  cal ka) coincidió con el máximo enfriamiento durante el Último Máximo Glacial a escala global. A continuación la relación isotópica  $\delta^{18}\text{O}$  se reduce rápidamente, revelando que después de esa fecha el comienzo de la deglaciación se extendió progresivamente por todo el planeta.

Aunque interrumpida por los picos depresionarios que permitieron definir en el diagrama paleoclimático (figura 5.66) los episodios IV (20  $^{14}\text{C}$  cal ka), III (17  $^{14}\text{C}$  cal ka) y II (13  $^{14}\text{C}$  cal ka), la paleotemperatura de la superficie del mar en las Islas Galápagos se incrementa progresivamente desde el episodio V (22  $^{14}\text{C}$  cal ka) hasta alcanzar en 11,5  $^{14}\text{C}$  cal ka el promedio más cálido de los últimos 40 ka (casi 25°C), confirmando la tendencia al calentamiento global señalada por los isótopos de oxígeno después de 18±5  $^{14}\text{C}$  cal ka.

Sin embargo la expansión demográfica del plancton criófilo del Lago Titicaca durante el mismo periodo (entre 23 y 11,5  $^{14}\text{C}$  cal ka), con máximos durante los episodios V, IV, III y II del diagrama paleoclimático, refleja que en las regiones meridionales de los Andes Centrales las condiciones paleoambientales continuaron siendo favorables para el avance de las masas de hielo hasta después de finalizado el estadio MIS2 (12±5  $^{14}\text{C}$  cal ka), como sugieren las edades de exposición procedentes de esos sectores.

Después de que la expansión glacial inicial se hubiese extendido por la cordillera, a medida que se redujo la aridez del clima, se produjeron nuevos reavances que sucedieron casi simultáneamente en todas las regiones de los Andes Centrales:

**1) En las regiones septentrionales más húmedas de la Cordillera Blanca, la cordillera Huayhuash y la región de Junín (9°S y 11°S):** reavances de menor entidad, representados por morrenas que se encuentran en altitudes sucesivamente más elevadas a medida que se reducen sus cronologías.

**2) En las regiones meridionales más áridas de la Cordillera Real y la región de Cochabamba (15°30'S y 17°30'S):** entre uno y varios reavances de magnitud similar a la expansión inicial, que ocurrieron sucesivamente dependiendo de la altitud de la que procedían las masas de hielo.

**3) En el Nevado Coropuna, donde el clima es todavía más árido por encontrarse en la cordillera occidental:** los paleoglaciares experimentaron un único avance que se prolongó mientras las condiciones paleoambientales fueron suficientemente favorables (coincidiendo con la expansión demográfica del plancton criófilo entre 22 y 11,5  $^{14}\text{C}$  cal ka). Las masas de hielo alcanzaron su mayor extensión al final de ese periodo.

El contexto paleoclimático que se deduce de la interpretación anterior ofreció una explicación coherente a las asincronías existentes entre las edades de exposición atribuidas al Último Máximo Glacial Regional en el Nevado Coropuna y otras regiones de los Andes Centrales. A medida que la paleoELA climática descendió por las vertientes del complejo volcánico la máxima expansión de las masas de hielo ocurrió sucesivamente en cada quebrada, en función de la altitud del área fuente de los paleoglaciares.

En los valles de la vertiente septentrional las masas de hielo procedentes de cumbres más elevadas culminaron su progresión hacia 20,9±0,7  $^{3}\text{He}$  ka (Bromley et al., 2009), coincidiendo con el episodio IV (20  $^{14}\text{C}$  cal ka) del diagrama paleoclimático y la deposición de las morrenas del grupo IV (22-20  $^{10}\text{Be}$  ka), en la cordillera Huayhuash (Hall et al., 2009), y los grupos B (20-15  $^{10}\text{Be}$  ka), datados por Smith et al (2008) en la región de Junín (cordillera oriental) y los valles Milluni y Zongo (Cordillera Real). Esas pulsaciones positivas también fueron contemporáneas al reavance descrito en el valle San Francisco (Cordillera Real) y a la máxima expansión inicial en el Río Suturi (Cochabamba), que Zech et al (2007) dataron respectivamente en 20,3±0,8 y 22,0±1,2  $^{10}\text{Be}$  ka.

En el Nevado Coropuna la depresión de la paleoELA climática se tradujo posteriormente en la finalización de la progresión de las masas de hielo que procedían de los escarpes menos elevados. En la quebrada Cuancaicha-Pomullca terminó hacia  $16,9 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka, coincidiendo con el episodio III ( $17$   $^{14}\text{C}$  cal ka) del diagrama paleoclimático. Esa fecha representa la culminación de la expansión de los paleoglaciares de la vertiente septentrional del complejo volcánico. Su cronología es contemporánea con los reavances que depositaron las morrenas del grupo Laguna Baja ( $\sim 16$   $^{10}\text{Be}$  ka), en la Cordillera Blanca (Farber et al., 2005) y la máxima expansión inicial en el valle del Río Suturi ( $16,9 \pm 0,6$   $^{10}\text{Be}$  ka), en la región de Cochabamba (Zech et al., 2007). Debido a la amplitud de los intervalos propuestos por esos autores también es coherente con los reavances que depositaron las morrenas de los grupos B ( $20$ - $15$   $^{10}\text{Be}$  ka) en la región de Junín y los valles Milluni y Zongo, en la Cordillera Real (Smith et al., 2008).

La confluencia de los paleoglaciares en el altiplano de Pampa Pucaylla, al Oeste del Nevado Coropuna, tuvo como consecuencia la formación de un extenso campo de hielo cuya expansión debió ser contemporánea con los avances observados en las quebradas de la vertiente oriental del estratovolcán Hualca Hualca, a los que se les ha atribuido una cronología de  $13,6 \pm 0,3$   $^{36}\text{Cl}$  ka y una paleoELA geomorfológica de 4980 m (Alcalá et al., 2009), similar a la altitud media de Pampa Pucaylla. El campo de hielo creció hasta desbordarse por las quebradas que se abren en el límite NE del altiplano, encauzándose por el interior del valle Jellojello y depositando las morrenas que representan su máxima expansión hacia  $12,5 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka. En ausencia de la limitación impuesta en el flanco septentrional por la presencia del altiplano, los paleoglaciares de la vertiente meridional del Nevado Coropuna alcanzaron altitudes más reducidas y su máxima progresión se retrasó algunos siglos, finalizando en la quebrada Cospanja hacia  $11,1 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka.

El desarrollo del campo de hielo de Pampa Pucaylla y los avances de los paleoglaciares en las quebradas Cospanja y Jellojello representan la culminación de la expansión glacial en el sector oriental del complejo volcánico. Sus cronologías conforman una secuencia compatible con el contexto paleoclimático que se deduce del máximo apogeo demográfico del plancton criófilo observado en el Lago Titicaca entre 14 y 9  $^{14}\text{C}$  cal ka. Las evidencias publicadas demuestran que las condiciones paleoambientales durante ese periodo favorecieron la expansión de los paleoglaciares en todas las regiones de los Andes Centrales, que quedaron registrados en la deposición de diferentes grupos de morrenas: en la Cordillera Blanca el grupo Manachaque, que Farber et al (2005) dataron entre 13,2 y 10,4  $^{10}\text{Be}$  ka, en la cordillera Huayhuash el grupo III, que Hall et al (2009) atribuyeron a un intervalo cronológico comprendido entre 14 y 13  $^{10}\text{Be}$  ka y en la región de Junín (cordillera oriental de Perú) y los valles Milluni y Zongo (Cordillera Real de Bolivia) los grupos A, que según Smith et al (2008) fueron depositados entre 14 y 11  $^{10}\text{Be}$  ka. Las hipótesis planteadas también son coherentes con el máximo avance descrito en el casquete glacial Quelccaya por Kelly et al (2007, 2008), datado entre  $\sim 12,7$  y 11,4 ka, al igual que con las pulsaciones que sucedieron casi simultáneamente en los valles San Francisco, en la Cordillera Real, y Río Suturi y Huama Loma, en la región de Cochabamba, a los que Zech et al (2007) asignaron respectivamente fechas de  $12,9 \pm 0,6$ ,  $13,0 \pm 0,8$  y  $11,8 \pm 0,5$   $^{10}\text{Be}$  ka.

Las edades de exposición que se deduzcan de las muestras recogidas durante el presente trabajo en el Nevado Coropuna, que todavía están siendo analizadas en laboratorios externos, servirán para confirmar la interpretación que se ha expuesto en este capítulo. No obstante las evidencias que se han presentado permiten suponer que serán coherentes con el modelo evolutivo deducido de las cronologías actualmente disponibles en el complejo volcánico y otras regiones de los Andes Centrales y *proxys* paleoclimáticos regionales.



### 5.6.2. Cronologías del proceso de deglaciación posterior al Último Máximo Glacial Regional

La discusión de las edades de exposición en el marco de referencia paleoclimático sirvió para elaborar una reconstrucción cronológica provisional del proceso de deglaciación en el Nevado Coropuna, que deberá corroborarse con las dataciones pendientes de resolución.

Después de producirse en  $18 \pm 5$   $^{14}\text{C}$  cal ka la mayor depresión de la curva SPECMAP de los últimos 500 ka, la relación isotópica  $\delta^{18}\text{O}$  tiende a reducirse rápidamente reflejando que el calentamiento global y la deglaciación se generalizaron rápidamente a escala planetaria. Las evidencias indican que hacia  $\sim 19$  ka ya debían haber empezado a retirarse los *inlandsis* boreales, coincidiendo con inicio de la tendencia ascendente del nivel medio de los océanos, aunque la deglaciación de la Antártida no comenzó hasta  $\sim 14,5$  ka, momento en el que se observa una marcada aceleración del incremento del nivel del mar (Clark et al., 2009). Al igual que cuando el Último Máximo Glacial Regional se extendió por los Andes Centrales, el proceso de deglaciación también sucedió diferencialmente, afectando de distinta manera a las regiones más húmedas y más áridas de la cordillera:

- **En las regiones más húmedas** del Norte de la cordillera la deglaciación se desencadenó sincrónicamente con las altas latitudes, una vez finalizada la máxima expansión glacial inicial. En esos sectores las pulsaciones positivas que experimentaron posteriormente los paleoglaciares consistieron en reavances de menor entidad que depositaron morrenas en altitudes cada vez más elevadas, reflejando la respuesta de las masas de hielo a la tendencia al calentamiento global.
- **En las regiones más áridas** de la parte meridional de la cordillera oriental y la cordillera occidental el proceso de deglaciación no comenzó mientras se mantuvieron las condiciones excepcionalmente húmedas que habían sostenido la expansión glacial.

El apogeo demográfico del plancton criófilo del Lago Titicaca desde  $23,0$   $^{14}\text{C}$  cal ka sugiere que esas condiciones se prolongaron hasta  $11,5$   $^{14}\text{C}$  cal ka, como demuestran las cronologías del máximo avance de los paleoglaciares obtenidas en el presente trabajo de investigación en los sectores NE y SE del Nevado Coropuna ( $12,5 \pm 0,3$  y  $11,1 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka), y las que establecieron Zech et al (2007) en el valle San Francisco ( $12,9 \pm 0,6$   $^{10}\text{Be}$  ka), en la Cordillera Real, y los valles del Río Suturi ( $13,0 \pm 0,8$   $^{10}\text{Be}$  ka) y Huama Loma ( $11,8 \pm 0,5$   $^{10}\text{Be}$  ka), en la región de Cochabamba.

Las edades de exposición de las superficies de umbrales rocosos con pulimento y estrías de origen glacial actualmente disponibles demuestran que hacia  $12,5 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka comenzó la deglaciación de los sectores del campo de hielo del altiplano de Pampa Pucaylla donde las masas de hielo procedían de la diagénesis de nieve acumulada *in situ*. Mientras tanto en los sectores conformados por paleoglaciares alóctonos las masas de hielo todavía se conservaron durante algún tiempo, llegando incluso a experimentar pequeños reavances como los que generaron las morrenas más recientes en el fondo del valle Jellojello. Su edad de exposición todavía no ha podido establecerse, pero necesariamente tiene que ser posterior a  $12,5 \pm 0,3$   $^{36}\text{Cl}$  ka, cronología estimada para las morrenas laterales que representan la máxima expansión de los paleoglaciares durante el Último Máximo Glacial Regional.

El proceso de deglaciación no se generalizó en todo el complejo volcánico hasta algún momento comprendido entre la fecha del máximo avance que depositó las morrenas laterales de la quebrada Cospanja ( $11,1 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka) y la edad de exposición que marca la retirada de los paleoglaciares de la laguna Cara Cara ( $10,1 \pm 0,4$   $^{36}\text{Cl}$  ka), en el interior de ese mismo valle. El contexto geomorfológico permite suponer que cuando las masas de hielo se retiraron de esa posición todos los paleoglaciares del complejo volcánico debían encontrarse en plena retirada.

Al igual que cuando se produjo la expansión de las masas de hielo el proceso de deglaciación también se desarrolló con ritmos diferentes en el espacio y en el tiempo, dependiendo de la altitud de la que procedían los paleoglaciares y la evolución de las condiciones paleoclimáticas.

La estimación preliminar de las tasas de deglaciación de la quebrada Cospanja, relacionando las cronologías actualmente disponibles con el desnivel existente entre las superficies de las que procedían las muestras, demostró que la retracción de las masas de hielo experimentó una marcada aceleración coincidiendo con el periodo definido entre 8,7 y 7,0  $^{14}\text{C}$  cal ka por la acusada crisis demográfica del plancton criófilo del Lago Titicaca.

Aunque el establecimiento de las edades de exposición que están pendientes de resolución deberá confirmar su validez, el modelo evolutivo deducido de las cronologías actualmente disponibles es compatible con las fechas publicadas por otros grupos de investigación y la interpretación de los *proxys* paleoclimáticos, como se espera que también lo sean las dataciones que se obtengan cuando finalicen los análisis que actualmente están realizando los laboratorios.

### **5.6.3. Cronologías de la actividad volcánica holocena**

La determinación de las edades de exposición a la radiación cósmica de la superficie de brechas que forman parte de su recubrimiento confirmó el carácter reciente de las coladas de lava que por su contexto geomorfológico se habían considerado de época holocena. Las fechas actualmente disponibles indican que los derrames de las quebradas Queñua Ranra, en el sector NE, y Cospanja, al SE del complejo volcánico, fueron emitidos respectivamente hacia  $2,1 \pm 0,1$  y  $0,7 \pm 0,2$   $^{36}\text{Cl}$  ka, cuando las masas de hielo se habían retirado hasta posiciones relativamente próximas a las actuales. Esas fechas demuestran que el Nevado Coropuna debe ser catalogado como un volcán activo.

Durante el trabajo de campo también se recogió otra muestra en la colada de lava holocena del cerro Sepulturayoc, en la vertiente occidental del Nevado Coropuna, que todavía está siendo analizada por los laboratorios. A pesar de que por su contexto geomorfológico esa unidad es claramente de época holocena, tiene un aspecto menos reciente que las anteriores, del que se deduce que su edad de exposición seguramente será superior. En ese caso quedaría demostrado que la actividad eruptiva más reciente ha experimentado una migración desde la mitad occidental hacia la parte oriental del complejo volcánico. La migración del vulcanismo tiene un gran interés para evaluar el riesgo hidrovulcánico, porque traslada la amenaza de que se desencadenen lahares desde la cuenca hidrográfica del Ocoña a la del Majes, donde la densidad de población es muy superior.

Con anterioridad al presente trabajo de investigación el Nevado Coropuna apenas había recibido atención en relación con el riesgo volcánico, debido a que sus erupciones sucedieron con anterioridad al poblamiento de la región y no se conocía la cronología de las coladas de lava holocenas. Sin embargo la frecuencia de la actividad que se deduce de las edades de exposición de esas unidades es similar a la del Misti, un centro que se encuentra mucho más vigilado porque se localiza junto a la ciudad de Arequipa, su actividad eruptiva es conocida desde época pre-hispánica y su vulcanismo mucho más evidente, debido a que no se encuentra cubierto por masas de hielo. Precisamente por esa razón, estrechamente vinculada con el tipo de riesgo que presenta, el Nevado Coropuna debería ser objeto de una observación sistemática para conocer el nivel real de la amenaza hidrovulcánica y trazar planes de actuación en caso de emergencia, actualmente inexistentes.





## **Capítulo 6**

# **SÍNTESIS Y CONCLUSIONES FINALES**



## 6.1. CONCLUSIONES GENERALES

El objetivo general del presente trabajo ha sido evaluar el impacto del cambio climático en los glaciares del Nevado Coropuna. La investigación de las masas de hielo del complejo volcánico tiene un gran interés por tres razones fundamentales:

- 1) Constituyen la principal reserva hídrica de la que depende el abastecimiento de las actividades económicas de una población de varias decenas de miles de habitantes.
- 2) La amenaza que implica la presencia de los glaciares sobre un volcán activo, y la localización vulnerable del poblamiento en las vías de evacuación de los lahares que generaría su fusión repentina, por causas volcánicas, tectónicas o climáticas, configuran un preocupante escenario de riesgo, acrecentado por el fuerte desnivel existente entre los cauces de los colectores fluviales y las masas de hielo.
- 3) En las vertientes de los edificios volcánicos ha quedado registrada la evolución de los paleoglaciares, en forma de morrenas y umbrales rocosos con pulimento y estrías producidos por las acciones de las masas de hielo, que permiten realizar reconstrucciones paleoclimáticas en una escala desde varios siglos hasta decenas de miles de años.

La estrategia para alcanzar el objetivo general se ha basado en diferenciar una ELA geomorfológica y una ELA climática, deducidas respectivamente de la forma los glaciares y las condiciones ambientales de las que depende su balance de masa, asumiendo las siguientes hipótesis:

- 1) Los cambios climáticos que propician las fases de expansión glaciar conllevan una tendencia de las ELAs a descender por las vertientes, que se desarrolla con diferente velocidad: la ELA climática disminuye rápidamente como consecuencia de la variación de los parámetros que controlan el balance de masa, pero la ELA geomorfológica decrece con mayor lentitud, a medida que avanzan las masas de hielo.
- 2) Cuando culmina la expansión de las glaciares la ELA geomorfológica se nivela con la ELA climática, las masas de hielo depositan su carga frontal y lateral y alcanzan un estado de equilibrio con el clima.
- 3) Los cambios climáticos que desencadenan las fases de deglaciación provocan un incremento de las ELAs, que también sucede con ritmos diferentes. La ELA climática se eleva velozmente, a la vez que se transforman las variables implicadas en el balance de masa, pero el ascenso de la ELA geomorfológica requiere un plazo de tiempo más prolongado, durante el que las condiciones ambientales reducen el tamaño de las masas de hielo.
- 4) Durante una fase de cambio el denivel de las ELAs geomorfológicas con respecto a la ELA climática proporciona una evaluación del estado de equilibrio o desequilibrio de los glaciares con el clima.

La asunción de la validez de las hipótesis planteadas permitió afrontar dos tareas esenciales en la investigación, empleando ecuaciones matemáticas para elaborar modelos del balance de masa:

- 1) Evaluar el estado de equilibrio o desequilibrio de los glaciares actuales con el clima, estimando el desnivel de la ELA geomorfológica con respecto a la ELA climática
- 2) Reconstruir la paleotemperatura y la paleoprecipitación durante la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional.



En el marco teórico propuesto, para alcanzar el objetivo general se desarrollaron consecutivamente cuatro líneas de investigación:

- 1) Realizar una caracterización geomorfológica de la región del Nevado Coropuna:** con la finalidad de describir los factores tectónicos, volcánicos y climáticos que controlan el modelado del relieve y elaborar una cartografía del complejo, diferenciando formas de origen volcánico y glaciar y estableciendo sus cronologías relativas.
- 2) Analizar la evolución de las masas de hielo utilizando como geoindicadores sus superficies y ELAs o paleoELAs geomorfológicas:** para conocer las tendencias recientes de ambos parámetros, las previsiones sobre su evolución en el siglo XXI y sus variaciones durante la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional.
- 3) Reconstruir modelos del balance de masa de los glaciares y paleoglaciares:** con el objeto de estimar en todas las fases la depresión de la paleotemperatura, el valor de la paleoprecipitación y el nivel de las ELAs o paleoELAs climáticas, además de simular los efectos que tendrían en las masas de hielo las previsiones del *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) sobre el calentamiento global en el siglo XXI.
- 4) Calcular edades de exposición a la radiación cósmica de superficies de unidades geomorfológicas de origen volcánico y glaciar:** para establecer las cronologías absolutas del Último Máximo Glacial Regional, el posterior proceso de deglaciación y las erupciones volcánicas holocenas.

### **6.1.1. Caracterización geomorfológica de la región del Nevado Coropuna**

#### **6.1.1.a) Tectónica y vulcanismo**

La región de los Andes Centrales tiene cuatro características cuyo origen está estrechamente vinculado con el contexto tectónico que se deduce de la colisión de la placa de Nazca con la placa de Suramérica: su gran acortamiento cortical, el elevado espesor de la corteza continental, la división del orógeno en dos ramales y la aparición del altiplano entre la cordillera occidental y la cordillera oriental. La intensidad del levantamiento tectónico se ha traducido en un fuerte encajamiento de la red de drenaje que ha formado cañones de varios miles de metros de profundidad en cuyo interior se suceden los episodios de relleno causados por deslizamientos de laderas o erupciones volcánicas, alternando con fases durante las que los colectores fluviales vuelven a incidir en el fondo de los valles.

El Nevado Coropuna es el centro activo más septentrional de la Zona Volcánica Central de los Andes Centrales, que se ha levantado en el borde occidental del altiplano coincidiendo con el ángulo de subducción más inclinado del margen de colisión continental (30°). El complejo volcánico está comprendido por los cañones los ríos Armas y Capiza, que cortan el altiplano al Oeste y al Este del complejo volcánico. Hacia el Norte sus vertientes enlazan sin solución de continuidad con el altiplano, y en su parte meridional están constituidas por coladas de lava que se canalizaron en el interior de la cicatriz de un deslizamiento gigante generado por el mismo sistema de fracturas y lineamientos tectónicos a favor de los que posteriormente se desarrollaron los edificios volcánicos.

La interpretación de la secuencia vulcanoestratigráfica indica que la actividad eruptiva en la posición del Nevado Coropuna comenzó a mediados del Mioceno e inicialmente fue de tipo pliniano, tal vez en relación con el proceso de formación de una caldera gigante en la cabecera del Colca.

A principios del Plioceno se redujo la explosividad del vulcanismo. Durante esa época y a lo largo del Pleistoceno las erupciones fueron predominantemente vulcanianas y consistieron en la emisión de coladas de lava de grandes dimensiones que han generado consecutivamente dos complejos de edificios (Coropuna 1 y Coropuna 2). El primero es una estructura basal constituida por coladas de lava del Plioceno inferior, que aparece parcialmente desmantelada y en fase de *planezes*, en cuyo interior se ha levantado durante el Plioceno superior y el Pleistoceno el segundo complejo, un conjunto de edificios coalescentes que superan los 6000 de altitud y en la actualidad tienen su área de cumbres completamente cubierta de glaciares.

#### 6.1.1.b) Contexto climático y glaciológico

El clima de los Andes Centrales en gran medida es el resultado de la influencia de la corriente marina de Humboldt en la distribución de las precipitaciones, que prácticamente en su totalidad proceden de la cuenca del Amazonas. A medida que avanzan sobre la región las masas de aire se desnaturalizan. Se reduce su contenido en humedad y la aridez se incrementa hacia el Sur y hacia el Oeste de la cordillera, en términos de disminución de la cuantía anual de las precipitaciones y duración de la estación seca. Desde un punto de vista glaciológico la principal consecuencia de ese hecho es la tendencia de las ELAs a ascender en el mismo sentido que aumenta la aridez, que también se ha observado en las paleoELAs atribuidas al Último Máximo Glacial Regional (Clapperton, 1993). Por esa causa las ELAs y paleoELAs establecidas por el presente trabajo de investigación en el Nevado Coropuna son más elevadas que las estimaciones realizadas por diferentes autores en otros sectores de la cordillera.

Los datos procedentes de otras regiones demuestran que las masas de hielo pueden haber estado presentes en los Andes Centrales al menos desde el Plioceno (Clapperton, 1979), permitiendo suponer que el Nevado Coropuna pudo contar con glaciares tal vez desde esa misma época, una vez que los edificios volcánicos hubiesen adquirido altitud suficiente para su desarrollo.

Las cronologías relativas establecidas en la cartografía geomorfológica del complejo volcánico indican que las morrenas más antiguas que actualmente se conservan se encuentran en las vertientes de los *planezes* del complejo Coropuna 1, en el sector SE del área comprendida por el mapa. La edad de exposición de un bloque inscrito en cordón morrénico lateral de ese grupo ( $89,3 \text{ }^{36}\text{Cl ka}$ ) demuestra que esa unidades pudieron haber sido generadas durante fases de expansión glacial anteriores al Último Máximo Glacial Regional, como se había deducido del contexto geomorfológico sugerido por el mapa. No obstante para confirmar definitivamente esa hipótesis sería recomendable realizar nuevas dataciones en otras morrenas del mismo sector.

El contexto climático controla la distribución territorial de la vegetación y el ámbito de actuación de los agentes y procesos geomorfológicos. En la región del Nevado Coropuna se han diferenciado seis pisos bioclimáticos (glaciar y periglaciar sin vegetación por déficit térmico, supraforestal, templado forestal y semiárido e hiperárido sin vegetación por déficit hídrico) y cinco pisos morfoclimáticos (glaciar y periglaciar sin vegetación por déficit térmico, supraforestal, templado forestal y semiárido e hiperárido sin vegetación por déficit hídrico). La evolución de los límites de los pisos morfoclimáticos, deducida de la presencia de formas heredadas en las vertientes, demuestra que el clima del Holoceno reciente ha tendido a transformarse hacia condiciones cada vez más cálidas y menos húmedas. Esas observaciones son plenamente compatibles con las evidencias que se han discutido en relación con la evolución del clima durante el Último Máximo Glacial Regional y el posterior proceso de deglaciación.

### 6.1.2. El cambio climático durante el Último Máximo Glacial Regional

Por término medio puede considerarse que el Último Máximo Glacial a escala global sucedió hace  $18 \pm 5$   $^{14}\text{C}$  ka, porque la relación isotópica  $\delta^{18}\text{O}$  alcanza en esa fecha su máximo valor de los últimos 500 ka. No obstante detrás de esa valoración global subyacen considerables diferencias regionales debidas a factores locales, que reflejan un enfriamiento diferencial del planeta. En las regiones más húmedas de los Andes Centrales la glaciación comenzó sincrónicamente con las altas latitudes, pero su expansión sobre el resto de la cordillera sucedió progresivamente, en el mismo sentido que se incrementa la aridez del clima, hacia el Sur y hacia el Oeste de la región.

Las dataciones publicadas indican que algunos paleoglaciares de la Cordillera Blanca ( $9^{\circ}\text{S}$ - $10^{\circ}\text{S}$ ) culminaron su expansión hace  $\sim 29$   $^{10}\text{Be}$  ka (Farber et al., 2005), coincidiendo con el máximo avance de los *indlandsis* de Norteamérica y la Antártida (Clark et al., 2009). Sin embargo las edades de exposición estimadas por Zech et al (2007) en la Cordillera Real y la región de Cochabamba revelan que en ese intervalo de latitud ( $16^{\circ}\text{S}$ - $18^{\circ}\text{S}$ ) el máximo avance de los paleoglaciares no sucedió hasta hace 24, 22 ó 17  $^{10}\text{Be}$  ka (Zech et al., 2007), dependiendo de la altitud del área fuente de las masas de hielo. La llegada de las condiciones glaciales a esos sectores de la cordillera oriental de los Andes Centrales coincide con el inicio hace 23  $^{14}\text{C}$  ka de la expansión demográfica del plancton criófilo en el Lago Titicaca, que se encuentra en el piedemonte occidental de la Cordillera Real. Las cronologías disponibles demuestran que la glaciación continuó avanzando paulatinamente hacia el Sur y hacia el Oeste de los Andes Centrales, en un proceso lento que todavía se prolongó durante varios miles de años.

Los paleoglaciares de la vertiente septentrional del Nevado Coropuna culminaron consecutivamente su expansión entre 20,9  $^3\text{He}$  ka (Bromley et al., 2009) y 16,9  $^{36}\text{Cl}$  ka, dependiendo de la altitud del área fuente de las masas de hielo. En ese momento la paleoELA geomorfológica descendió hasta 5179 m, alcanzando una depresión de 789 m con respecto a la ELA de 2007 (5968 m), de la que se han deducido un descenso de la temperatura del aire de  $6,6^{\circ}\text{C}$  y un incremento de la paleoprecipitación en un 6,4%.

De los resultados alcanzados se deduce que en el nivel altitudinal de la estación 1 de la quebrada Queñua Ranra (4886 m), donde el promedio anual actual de la temperatura del aire es de  $3,9^{\circ}\text{C}$  y la proyección de la precipitación total ha indicado un resultado de 494 mm, el valor de ambos parámetros podría haber oscilado en torno a  $-2,7^{\circ}\text{C}$  y 525-526 mm, implicando conjuntamente un incremento de un 49% en la humedad del clima.

Posteriormente los paleoglaciares se expandieron sobre el altiplano formando un extenso campo de hielo que se desbordó más allá de los límites de la planicie, canalizándose por diferentes quebradas hasta alcanzar la máxima expansión del sistema glaciar en los sectores NE y SE del complejo volcánico entre 12,5 y 11,1  $^{36}\text{Cl}$  ka.

En ausencia de la limitación topográfica impuesta en el Norte del Nevado Coropuna por la presencia del altiplano las masas de hielo de la vertiente meridional descendieron hasta altitudes más reducidas. Durante la fase de máximo avance su paleoELA (4951 m) descendió 911 m con respecto a la ELA de 2007 (5862 m). Las estimaciones de la depresión de la paleoELA en ambas vertientes se insertaron coherentemente en el modelo regional de las *snowlines* de Klein et al (1999), contribuyendo a rellenar el hueco que presentaba esa simulación en el intervalo de latitud de la cordillera occidental comprendido entre  $14^{\circ}\text{S}$  y  $18^{\circ}\text{S}$ .



Las condiciones paleoclimáticas sugeridas por el modelo del balance de masa son coherentes con los resultados de distintos trabajos desarrollados en el mundo tropical, a los que se hizo referencia en el capítulo 4, que estimaron un enfriamiento superior a 5°C durante el Último Máximo Glacial analizando fuentes muy diversas:

- Registros polínicos (Colinvaux et al., 1996; Walker & Fléney, 1979).
- Gases disueltos en aguas subterráneas (Stute et al., 1995).
- Paleotemperaturas de la superficie del mar (Beck et al., 1992; Beck et al., 1997; Guilderson et al., 1994; Pisias & Mix, 1997).
- Isótopos de oxígeno de testigos de hielo glacial (Thompson et al., 2000).
- *Snowlines*, paleoELAs o modelos del balance de masa de paleoglaciares (Blard et al., 2007; Kaser & Osmaston, 2002; Kull et al., 2008; Seltzer, 1987).

Los resultados deducidos de la reconstrucción del modelo del balance de masa de los glaciares también están de acuerdo con las conclusiones de otros autores indicando que durante el Último Máximo Glacial Regional el clima del altiplano fue más húmedo que en el presente, basándose en la depresión de las *snowlines* (Hastenrath, 1971; Hastenrath, 1967; Klein et al., 1999; Wright, 1983) y análisis de testigos de sedimentos de lagos del altiplano (Fritz et al., 2007a; Fritz et al., 2004; Seltzer, 1994).

Si se asume que la expansión de la glaciación en la región de los Andes Centrales se produjo progresivamente, a medida que las condiciones más húmedas se extendieron por la cordillera, como se planteó en el capítulo 4, la secuencia cronológica de las fases de progresión de los paleoglaciares del Nevado Coropuna puede considerarse compatible con el repertorio de dataciones obtenidas por otros autores en el complejo volcánico Nevado Coropuna (Bromley et al., 2009), en el complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca, que también se encuentra en la cordillera occidental (Alcalá et al., 2009), en la cordillera oriental (Zech et al., 2007; Kelly et al., 2007; Kelly et al., 2008; Smith et al., 2005a; Smith et al., 2005b; Smith, 2005; Smith et al., 2008; Smith et al., 2005c; Zech et al., 2008) y en la Cordillera Blanca (Farber et al., 2005) y la cordillera Huayhuash (Hall et al., 2009), al Norte de la división de los Andes Centrales en dos ramales.

Las fechas obtenidas en el presente trabajo también presentan una coincidencia razonable con las cronologías indicadas por distintos *proxys* paleoclimáticos que reflejan el avance de la humedad hacia el Sur del altiplano. Las condiciones precisas para la progresión glacial alcanzaron la latitud del Lago Titicaca (16°S) hace 23,0 <sup>14</sup>C cal ka (Fritz et al., 2007b), y las regiones más meridionales del Lago Popoo y los salares de Uyuni y Coipasa (18°S-22°S) hace 18,1 <sup>14</sup>C cal ka (Plazcek, 2005; Plazcek et al., 2006).

La tendencia marcadamente positiva de la relación isotópica  $\delta^{18}\text{O}$  desde 18±5 <sup>14</sup>C cal ka indica que con posterioridad a esa fecha la tendencia a la deglaciación se generalizó en la mayor parte del planeta. Sin embargo las edades de exposición actualmente disponibles señalan que los paleoglaciares del Nevado Coropuna ya debían encontrarse en pleno retroceso hace 10,1 <sup>36</sup>Cl ka, y que el proceso se aceleró entre 8 y 7 <sup>14</sup>C cal ka. Esas observaciones son coherentes con las tasas de deglaciación estimadas en la vertiente meridional del complejo volcánico y el contexto que se deduce de la evolución demográfica del plancton criófilo del Lago Titicaca, que durante el mismo periodo tiende rápidamente a reducir su presencia en la estratigrafía del testigo de sedimentos, para extinguirse completamente hace 4 <sup>14</sup>C cal ka.

### **6.1.3. El cambio climático durante la Pequeña Edad del Hielo**

Al igual que en el Último Máximo Glacial Regional, el contexto climático de los Andes Centrales también provocó significativas diferencias entre unas y otras regiones en la fase de expansión glaciaria mucho más breve ocurrida durante la Pequeña Edad del Hielo, que los isótopos de oxígeno de los Nevados Quelccaya y Huascarán sitúan entre el inicio del siglo XVI y el final del XIX.

Los resultados obtenidos por el presente trabajo indican que la paleoELA descendió hasta 5886 m en el sector NE y 5776 m en el flanco SE del Nevado Coropuna. Esos niveles implican una depresión de 82 y 86 m con respecto a 2007 (5968 y 5862 m), una disminución de 0,7°C en la paleotemperatura del aire y una reducción de un 8,5% en la paleoprecipitación.

No obstante el diagrama bioclimático demostró que el descenso térmico produjo en realidad un incremento de un 13% en la humedad del clima, posibilitando que sucediese la progresión de las masas de hielo. La estimación de la depresión de la paleotemperatura durante esa fase es coherente con el incremento térmico de 0,5°C deducido de la comparación de las series de observaciones instrumentales de 1850-1899 y 1980-1999 (IPCC, 2007).

Si se considera que en el último medio siglo se ha detectado un aumento de 0,1°C por década (Vuille et al., 2008) la elevación de la temperatura desde la Pequeña Edad del Hielo (0,6°C) presenta una diferencia de sólo 0,1°C con respecto a los resultados deducidos en el presente trabajo del producto de la depresión de la paleoELA por el gradiente vertical de la temperatura del aire (0,0084°C/m).

La evidencia geomorfológica demuestra que durante esa fase los paleoglaciares de las cabeceras de las quebradas de la mitad oriental del complejo volcánico experimentaron una única pulsación positiva, a diferencia de lo ocurrido en los casos analizados por Solomina et al (2008) en la Cordillera Blanca y Rabatel et al (2008 y 2005) y Rabatel (2005) en la Cordillera Real de Bolivia, quienes describieron un máximo avance entre los siglos XVII y XVIII, seguidos por una serie de reavances de menor entidad a lo largo del XVIII.

La expansión de los paleoglaciares del Nevado Coropuna debió suceder en el siglo XVII, coincidiendo con el periodo de máxima acumulación registrada en los testigos de hielo del casquete glaciario Quelccaya, señalado por el tratamiento de la base de datos de Thompson (1992). El comienzo de su deglaciación debió retrasarse hasta finales del XIX o principios del XX, una vez finalizada la fase fría definida por Thompson et al (1986) a través del análisis de los isótopos de oxígeno presentes en la estratigrafía de los mismos testigos de hielo.

La interpretación es coherente con el contexto regional que se deduce del análisis de la tasa  $\delta^{18}\text{O}$  y la acumulación registradas en la estratigrafía de los testigos de hielo de los Nevados Quelccaya y Huascarán (Thompson et al., 2000; Thompson et al., 1995; Thompson et al., 1986) y los estudios polínicos del testigo de hielo del Nevado Sajama (Liu et al., 2005) y la laguna Marcacocha (Chepstow-Lusty et al., 2005).

La aridez que indican esas evidencias con posterioridad a la fase de expansión de los paleoglaciares, entre los siglos XVII y XVIII, demuestra que después de esas pulsaciones positivas las condiciones paleoclimáticas no pudieron volver a ser compatibles con nuevos episodios de avance de masas de hielo en ninguna región de los Andes Centrales.

#### **6.1.4. El impacto del cambio climático en los glaciares actuales y las previsiones sobre su evolución durante el siglo XX**

El análisis del desnivel actual entre la ELA geomorfológica de los glaciares de las quebradas del cuadrante NE del Nevado Coropuna (5968 m) y la ELA climática deducida en el modelo del balance de masa (6012 m) proporciona una medida del impacto del cambio climático en las masas de hielo (-44 m). Sin embargo ese dato es una valoración global de la situación de todo el sector, que oculta las diferencias que existen entre los glaciares de la quebrada Santiago y la quebrada Queñua Ranra, los dos valles de ese flanco del complejo volcánico cuyas cabeceras se encuentran por encima e los 6000 de altitud y conservan actualmente masas de hielo. Los desniveles de las ELAs geomorfológicas estimadas para los glaciares de cada quebrada (6013 y 5050 m) con respecto a la ELA climática (6013 m) reflejan mucho mejor la realidad de las masas de hielo detectada durante las campañas de trabajo de campo.

- En la quebrada Santiago, donde las ELAs se encuentran prácticamente en el mismo nivel (+1 m), el estado de conservación de los glaciares demuestra que se encuentran en un estado de equilibrio con el clima. Las masas de hielo alcanzan un espesor considerable y están compartimentadas por numerosos *crevasses* producidos por la deformación frágil de la masa de hielo como consecuencia de su flujo vertiente abajo
- Los glaciares de la quebrada Queñua Ranra presentan un estado de conservación notablemente más deficiente, con una pérdida de volumen mucho más evidente que refleja un estado de desequilibrio con las condiciones ambientales actuales.

La medida de las superficies y la reconstrucción de las ELAs geomorfológicas de los glaciares actuales sirvieron para elaborar pronósticos sobre la evolución de las masas de hielo durante las próximas décadas, al igual que el ensayo de incrementos de temperatura en el modelo del balance de masa. Los resultados obtenidos se compararon con diferentes modelos de previsión del calentamiento global en el sector de la troposfera que se encuentra sobre la cordillera panamericana. Los ensayos coincidieron en señalar que todos los glaciares del Nevado Coropuna podrían haberse extinguido o encontrarse en un estado terminal previo a su desaparición en la última década del siglo XXI. Aunque esos experimentos son simples aproximaciones al problema, deben interpretarse como la confirmación de la posibilidad de que la reserva hídrica almacenada en los glaciares del complejo volcánico disminuya drásticamente en las próximas décadas, requiriéndose la urgente planificación de políticas de mitigación de sus efectos sobre la población y sus actividades económicas. Las técnicas empleadas para evaluar el impacto del cambio climático en el presente y en el futuro pueden proporcionar procedimientos útiles para evaluar el estado de los glaciares, cuya utilización puede complementar las observaciones glaciológicas realizadas sobre el terreno. No obstante la validación de la propuesta metodológica requeriría que los ensayos se ampliasen a un número suficientemente representativo de glaciares y a otras áreas de alta montaña cubiertas de masas de hielo.

#### **6.1.5. Cronologías de las erupciones volcánicas holocenas**

Las edades de exposición de las coladas de lava de las quebradas Queñua Ranra y Santiago, en los cuadrantes NE y SE del edificio oriental del Nevado Coropuna, han confirmado el carácter reviente de esas unidades, que por su contexto geomorfológico y estado de conservación se habían atribuido al Holoceno. Las fechas obtenidas (2,1 y 0,7  $^{36}\text{Cl}$  ka) demuestran que el Nevado Coropuna es un centro activo, recomendando que se emprendan nuevos trabajos de investigación geoquímica y geofísica con el objeto de determinar el nivel real de amenaza que representa el complejo volcánico.



## 6.2. PERSPECTIVAS DE LA INVESTIGACIÓN

Los resultados que se han presentado en capítulos anteriores se refieren a un proyecto de investigación inacabado, que en un futuro inmediato dispondrá de nuevos datos que contribuirán a resolver las cuestiones que han quedado pendientes de resolución, en relación con dos aspectos:

1) El establecimiento de las edades de exposición que se deduzcan de la veintena de muestras que todavía están siendo analizadas en los laboratorios, cuyos resultados estarán disponibles en junio de 2010.

- Determinar la cronología de la expansión de los paleoglaciares en las quebradas de los cuadrantes NE y SE del Nevado Coropuna.
- Confirmar si la expansión inicial en el valle Jellojello (al NE del complejo volcánico) fue anterior al Último Máximo Glacial Regional, como sugiere su contexto geomorfológico.
- Establecer definitivamente las tasas de deglaciación en los sectores SO y SE.
- Calcular la fecha de la erupción que emitió la colada de lava del cerro Sepulturayoc, en la vertiente occidental.

2) La realización de nuevas reconstrucciones paleoclimáticas como las que se han presentado en el capítulo 4, mediante el tratamiento de los registros que actualmente están realizando los sensores termométricos instalados en la campaña de 2008, incluyendo los que forman parte de las nuevas estaciones de la quebrada Cospanja. Los datos se descargarán en la campaña de trabajo de campo que se realizará en agosto de 2010.

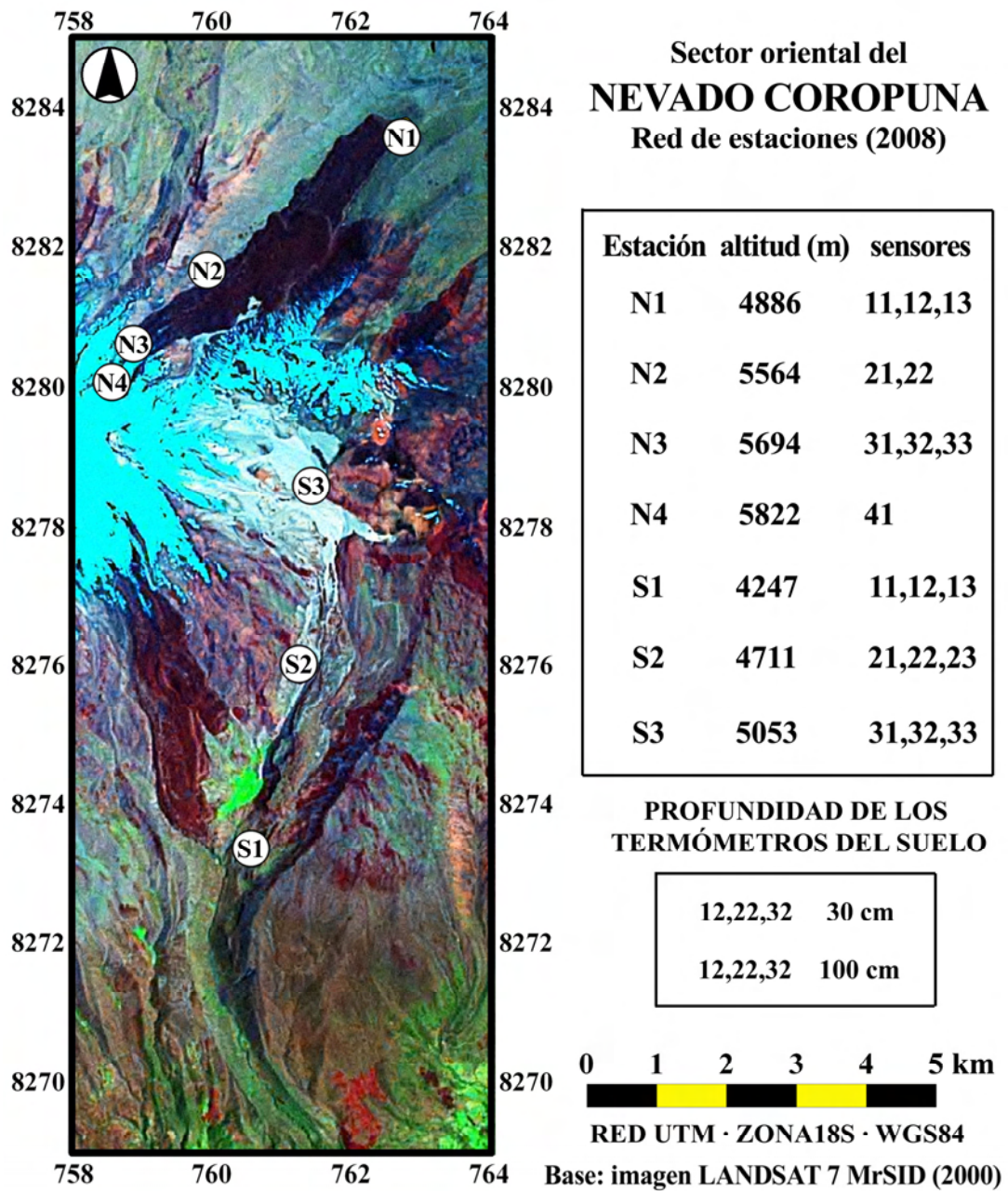
En la tabla de la figura 6.1 se ha resumido los valores de los parámetros que caracterizan el impacto del cambio climático en los glaciares actuales y las condiciones paleoclimáticas que se dedujeron de los modelos del balance de masa de los paleoglaciares de la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional.

Las casillas correspondientes al sector SE del Nevado Coropuna, que se deducirán del tratamiento de los registros de los sensores instalados en la quebrada Cospanja, se han señalado en color amarillo.

	Glaciares actuales		Pequeña Edad del Hielo		Último Máximo Glacial Regional	
	(2007)		(siglos XV-XIX)		(23-11 ka)	
	NE	SE	NE	SE	NE	SE
Superficie (km <sup>2</sup> )	3,3	11,9	3,3	11,9	31,6	66,5
ELA o paleoELA geomorfológica	5968	5862	5886	5776	5179	4951
Depresión de la paleoELA	-	-	82	86	789	911
Temperatura o paleotemperatura (°C)	3,9	-	3,2	-	-2,7	-
Depresión de la paleotemperatura (°C)	-	-	0,7	-	6,6	-
Precipitación o paleoprecipitación (mm)	494	-	452	-	525-526	-
Variación de la paleoprecipitación (%)	0	-	-8,5	-	6,4	-

**Figura 6.1:** variables que caracterizan el impacto del cambio climático en los glaciares actuales y las condiciones paleoclimáticas deducidas de los modelos del balance de masa de los paleoglaciares.

En el mapa de la figura 6.2 se ha representado la localización de las estaciones de las quebradas Queñua Ranra, en el sector NE, y Cospanja, en el flanco SE del Nevado Coropuna, indicando la altitud, el número de sensores y su profundidad.



**Figura 6.2:** localización de las estaciones termométricas del sector oriental del complejo volcánico Nevado Coropuna.





## **REFERENCIAS**

- Aceituno, P., 1988. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part 1: Surface climate. *Monthly Weather Review*, 116: 505-524.
- Alcalá, J., Palacios, D., Zamorano, J.J. & Vázquez, L., 2009. Glacial Evolution of the Ampato volcanic complex (Peru), EGU General Assembly 2009. *Geophysical Research Abstracts*, Viena (Austria).
- Allmendinger, R., Jordan, T., Kay, S.M. & Isacks, B., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual Reviews on Earth and Planetary Sciences*, 25: 139-174.
- Allué Andrade, J.L., 1990. Atlas fitoclimático de España. Taxonomías. INIA (Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación), Madrid (España).
- Ames, A., Muñoz, G., Verástegui, J., Zamora, M. & Zapata, M., 1988. Inventario de Glaciares del Perú. Segunda parte. En: INRENA (Editor). *Unidad de Glaciología e Hidrología (UGRH)*, Huaraz (Perú), pp. 105.
- ANCORP WORKING GROUP, 2003. Seismic imaging of a convergent continental margin and plateau in the Central Andes (ANCORP'96). *Journal of Geophysical Research*, 108, No. B7: 2328.
- Andrews, J.T., 1975. *Glacial Systems*. Duxbury Press, North Scituate, Massachusetts (USA), 191 pp.
- Angermann, D., Klotz, J. & Reigber, C., 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171: 329-334.
- Aniya, M., Sato, H., Naruse, R. & Skvarca, P.C.G., 1996. The use of satellite and airborne imagery to inventory outlet glaciers of the Southern Patagonia Icefield, South America. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 62: 1361-1369.
- Argollo, J., 1982. Evolution du Piedmont Ouest de la Cordillère Royale (Bolivie) au Quaternaire, Universidad Aix Marseille II, Marsella (Francia), 109 pp.
- Bacon, C.R. & Carmichael, I.S.E., 1973. Stages in the P-T path of ascending basalt magma: An example from San Quintín, Baja California. *Contr. Min. Petr.*, 41: 1-22.
- Balco, G., Stone, J.O., Lifton, N.A. & Dunai, T.J., 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  measurements. *Quaternary Geochronology*, 3: 174-195.
- Bangs, N. & Cande, S.C., 1997. Episodic development of a convergent margin inferred from structures and processes along the southern Chile margin. *Tectonics*, 16, No. 3: 489-503.
- Barazangi, M. & Isacks, B., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4: 606-692.
- Barriga, V.M., 1951. *Los terremotos de Arequipa (1582-1868)*. La Colmena, Arequipa (Perú), 426 pp.
- Beck, J.W., Edwards, R.L., Ito, E., Taylor, F.W., Recy, J., Rougerie, F., Joannot, P. & Henin, C., 1992. Sea-surface temperature from coral skeletal strontium/calcium ratios. *Science*, 257: 644-647.
- Beck, J.W., Recy, J., Taylor, F., Edwards, R.L. & Cabioch, G., 1997. Abrupt changes in early Holocene tropical sea surface temperature derived from coral records. *Nature*, 385: 705-707.
- Beck, S., Zandt, G., Myers, S., Wallace, T., Silver, R. & Drake, L., 1996. Crustal-thickness variations in the central Andes. *Geology*, 24: 407-410.
- Benavides-Cáceres, V., 1999. Orogenic evolution of the Peruvian Andes: The Andean Cycle. En: B.J. Skinner (Editor), *Geology and Ore Deposits of the Central Andes* (Special Publication n° 7), Littleton, Colorado (USA), pp. 61-107.

- Benn, D.I. & Gemmell, A.M.D., 1997. Calculating equilibrium line altitudes of former glaciers by the balance ratio method: a new computer spreadsheet. *Glacial Geology and Geomorphology*, <http://ggg.qub.ac.uk/papers/full/1997/tn011997/tn01.pdf>.
- Benn, D.I., Owen, L.A., Osmaston, H.A., Seltzer, G.O., Porter, S.C. & Mark, B.G., 2005. Reconstruction of equilibrium-line altitudes for tropical and sub-tropical glaciers. *Quaternary International*, 138-139 (2005): 8-21.
- Betancourt, J.L., Latorre, C., Rech, J.A., Rylander, K.A. & Quade, J., 2000. A 22,000-yr record of monsoonal precipitation from northern Chile's Atacama Desert. *Science*, 289: 1542-1546.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G. & Ivy, S., 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, 360: 245-249.
- Bowman, I., 1916. The Andes of southern Perú: Geographical reconnaissance along the 73° meridian. American Geographical Society of New York, New York (U.S.A.), 336 pp.
- Bradley, R.S., Keimig, F.T. & Diaz, H.F., 2004. Projected temperature changes along the American cordillera and the planned GCOS network. *Geophysical Research Letters*, 31.
- Bradley, R.S., Vuille, M., Diaz, H.F. & Vergara, W., 2006. Threats to water supplies in the tropical Andes. *Science*, 312 (1755-1756).
- Broecker, W.S., Thurber, D.L., Goddard, J., Ku, T.L., Matthews, R.K. & Mesolella, K.J., 1968. Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments. *Science*, 159: 297-300.
- Broecker, W.S., 1996. Glacial Climate in the Tropics. *Science*, 272: 1902-1904.
- Bromley, G.R., Schaefer, J.M., Winckler, G., Hall, B.L., Todd, C.E. & Rademaker, K.M., 2009. Relative timing of last glacial maximum and late-glacial events in the central tropical Andes. *Quaternary Science Reviews*, 1-13.
- Brook, E., White, J.W.C., Schilla, A.S.M., Bender, M.L., Barnett, B., Severinghaus, J.P., Taylor, K.C., Alley, R.B. & Steig, E.J., 2005. Timing of millennial-scale climate change at Siple Dome, West Antarctica, during the last glacial period. *Quaternary Science Reviews*, 24: 1333-1343.
- Brückner, E., 1886. Die Hohern Tauern und ihre Eisbedeckung. *Zeitschrift des Deutsch-Österreichische Alpenvereins*, 17: 163-187.
- Brückner, E., 1887. Die Höhern der Schneelinie und ihre Bestimmung. *Meteorologische Zeitschrift*, 4: 31-32.
- Brückner, E., 1906. Die Höhe der Firnlinie im allgemeinen, *Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. Zürich*: 50-54.
- Burroughs, W., 2003. *Climate: Into the 21st Century*. Cambridge University Press, Cambridge (UK).
- Caldas, J., 1993. Geología de los cuadrángulos de Huambo y Orcopampa. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico del Perú (INGEMMET), Lima (Perú), 62 pp.
- Catalán, J., 1968. *Química del agua*, Barcelona (España).
- Cerling, T.E. & Craig, H., 1994. Cosmogenic <sup>3</sup>He production rates from 39°N to 46°N latitude, western USA and France. *Geochimica et Cosmochimica*, 58: 249-255.
- Chepstow-Lusty, A., Frogley, M.R., Bauer, B.S., Bush, M.B. & Herrera, A.T., 2003. A late Holocene record of arid events from the Cuzco region, Peru. *Journal of Quaternary Science*, 18: 491-502.
- Chinn, T.J., 1979. Hydrological research report, Dry Valleys, Antarctica 1974-75, New Zealand Ministry of Works and Development, Water and Soil Division, Christchurch (Nueva Zelanda).

- Chinn, T.J., 1980. Hydrological research report, Dry Valleys, Antarctica 1970-71, New Zealand Ministry of Works and Development, Water and Soil Division, Christchurch (Nueva Zelanda).
- Chinn, T.J., 1981. Hydrological research report, Dry Valleys, Antarctica 1974-75, New Zealand Ministry of Works and Development, Water and Soil Division, Christchurch (Nueva Zelanda).
- Chinn, T.J., 1983. Hydrology and glaciology, Dry Valleys, Antarctica annual report for 1976-77 and 1977-78, New Zealand Ministry of Works and Development, Water and Soil Division, Christchurch (Nueva Zelanda).
- Chinn, T.J.H. & Maze, I., 1983. Hydrology and glaciology, Dry Valleys, Antarctica: annual report for 1980-1981, New Zealand Ministry of Works and Development, Water and Soil Division, Christchurch (Nueva Zelanda).
- Chinn, T.J.H. & Cumming, R., 1983. Hydrology and glaciology, Dry Valleys, Antarctica: annual report for 1978-1979. , New Zealand Ministry of Works and Development, Water and Soil Division, Christchurch (Nueva Zelanda).
- Chinn, T.J.H. & Woods, A.D.H., 1984. Hydrology and glaciology, Dry Valleys, Antarctica: annual report for 1981-1982, New Zealand Ministry of Works and Development, Water and Soil Division, Christchurch (Nueva Zelanda).
- Chinn, T.J.H. & Oliver, A.K.C., 1985. Hydrology and glaciology, Dry Valleys, Antarctica: annual report for 1982-1983, New Zealand Ministry of Works and Development, Water and Soil Division, Christchurch (Nueva Zelanda).
- Christiansen, H.H., 1996. Nivation forms, processes and sediments in recent and former periglacial areas *Geographica Hafniensia* A4, Copenhagen (Dinamarca), 185 pp.
- Christiansen, H.H., 1998. Nivation forms and processes in unconsolidated sediments in Greenland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23: 751-760.
- Clapperton, C.M., 1979. Glaciation in Bolivia before 3.27 Myr. *Nature*, 277: 375-376.
- Clapperton, C., 1993. *Quaternary Geology and Geomorphology of South America*. Elsevier, Amsterdam (Holanda), 769 pp.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J.F., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W. & McCabe, A.M., 2009. The Last Glacial Maximum. *Science*, 325: 710-714.
- CLIMAP, 1976. The surface of ice-age earth. *Science*, 191: 1131-1137.
- CLIMAP, 1981. Seasonal reconstructions of the earth's surface at the Last Glacial Maximum, Geological Society of America Map & Chart Series, Boulder, Colorado, pp. 18.
- Clough, C.T., Maufe, H.B. & Bailey, E.B., 1909. The cauldron-subsidence of Glen Coe, and the associated igneous phenomena. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 65: 61-78.
- Colinvaux, P.A., De Oliveira, P.E., Moreno, J.E., Miller, M.C. & Bush, M.B., 1996. A Long Pollen Record from Lowland Amazonia: Forest and Cooling in Glacial Times. *Science*, 274 (5284): 85-88.
- Covey, C., AchutaRao, K.M., Cubasch, U., Jones, P.D., Lambert, S.J., Mann, M.E., Phillips, T.J. & Taylor, K.E., 2003. An overview of results from the Coupled Model Intercomparison Project. *Global Planetary Change*, 37: 103-133.
- Craig, H., 1961. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, 133: 1833-1834.
- Craig, H. & Poreda, R., 1986. Cosmogenic  $^3\text{He}$  in terrestrial rocks: the summit lavas of Maui. *Proceedings of the National Academy of Science. EEUU*, 83: 1970-1974.
- Daly, C., 1984. Snow distribution patterns in the alpine krummholz zone. *Progress in Physical Geography*, 8 (2): 157-173.



- Darmody, R.G., Thorn, C.E., Harder, R.L., Schylter, J.P.L. & Dixon, J.C., 2000. Weathering implications of water chemistry in an arctic-alpine environment, northern Sweden. *Geomorphology*, 34: 89-100.
- Davis, R. & Schaeffer, O., 1955. Chlorine-36 in nature. *Annals of New York Academy of Science*, 62: 105-122.
- Demangeot, J., 1989. *Les milieux 'naturels' du globe*, Masson, París (Francia).
- Dep, L., Elmore, D., Fabryka-Martin, J.T., Masarik, J. & Reedy, R., 1994. Production rate systematics of in-situ produced cosmogenic nuclides in terrestrial rocks: Monte Carlo approach of investigating  $^{35}\text{Cl}$  (n,p)  $^{36}\text{Cl}$ . *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, B92: 321-325.
- de Silva, S.L., Davidson, J.P., Croudace, I.W. & Escobar, A., 1993. Volcanological and petrological evolution of volcan Tata Sabaya, S.W., Bolivia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 55: 305-335
- de Silva, S.L. & Francis, P.W., 1991. *Volcanoes of the Central Andes*. Springer Verlag, Berlín (Alemania).
- de Villiers, S., B., Nelson, K. & Chivas, A.R., 1995. Biological controls on coral Sr/Ca and  $\delta^{18}\text{O}$  reconstructions of sea surface temperature. *Science*, 269: 1247-1249.
- Dorbath, C., Paul, A. & Group, L.A., 1996. Tomography of the Andean crust and mantle at 20°S: first results of the Lithoscope experiment. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 97: 133-144.
- Dornbusch, U., 1997. Geomorphologische Untersuchungen zur jungquartären vergletscherung der Westanden Südperus zwischen 14°25'S und 15°30'S daraus ableitbare klimatische bedingungen und deren Vergleich mit neu erarbeiteten Angaben zur rezenten Verteilung von Temperatur, Niederschlag und Schneegrenzhöhen in Südperu südlich 12° S, Freien Universität Berlin, Berlin, 183 pp.
- Dornbusch, U., 1998. Current large-scale climatic conditions in southern Peru and their influence on snowline altitudes. *Erdkunde*, 52: 41-54.
- Dornbusch, U., 2000. Pleistocene glaciation of the dry western Cordillera in southern Peru (14°25'-15°30' South). *Glacial Geology and Geomorphology*.
- Dornbusch, U., 2002. Pleistocene and present day snowlines rise in the Cordillera Ampato, Western Cordillera, southern Peru. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 225: 103-126.
- Dozier, J., 1989. Spectral signature of alpine snow cover from the Landsat Thematic Mapper. *Remote Sensing of Environment*, 28: 9-22.
- Drygalsky, E.v. & Machatschek, F., 1942. *Gletscherkunde*, Enzyklopädie der Erdkunde, Deutich.
- Elmore, D., Fulton, B.R., Clover, M.R., Marsden, J.R., Gove, H.E., Naylor, H., Purser, K.H., Kilius, L.R., Beukins, R.P. & Litherland, A.E., 1979. Analysis of  $^{36}\text{Cl}$  in environmental water samples using an electrostatic accelerator. *Nature*, 277: 22-25.
- Elmore, D. & Phillips, F.M., 1987. Accelerator mass spectrometry for measurement of long-lived radioisotopes. *Science*, 236: 543-550.
- Emiliani, C., 1955. Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, 63: 539-578.
- Engdahl, E.R., van der Hilst, R.D. & Berrocal, J., 1995. Imaging of subducted lithosphere beneath South America. *Geophysical Research Letters*, 22: 2317-2320.
- Engdahl, E.R., Hilst, v.d. & Buland, R.D., 1998. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth relocation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88: 722-743.
- Fabryka-Martin, J.T., 1988. Production of Radionuclides in the Earth and Their Hydrogeologic Significance, With Emphasis on Chlorine-36 and Iodine-129. Tesis doctoral. Tucson (EEUU).

- Fabryka-Martin, J.T., Fowler, M.M. & Biddle, R.S., 1991. Study of neutron fluxes underground. Isotope and Nuclear Chemistry Division Quarterly Report October 1-December 31, 1990: 82-85.
- Farber, D.L., Hancock, G.S., Finkel, R.C. & Rodbell, D.T., 2005. The age and extent of tropical glaciation in the Cordillera Blanca, Peru. *Journal of Quaternary Science*, 20 (7-8): 759-776.
- Favier, V., Wagnon, P., Chazarin, J.-P., Maisincho, L. & Coudrain, A., 2004a. One-year measurements of surface heat budget on the ablation zone of Antizana glacier 15, Ecuadorian Andes. *Journal of Geophysical Research*, 109: D18105.
- Favier, V., Wagnon, P. & Ribstein, P., 2004b. Glaciers of the outer and inner tropics: a different behavior but a common response to climatic forcing. *Geophysical Research Letters*, 31: L16403.
- Feininger, T. & Seguin, M.K., 1983. Simple Bouguer gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador. *Geology*, 11: 4-44.
- Fleney, J.R., 1979. *The Equatorial Rain Forest, A Geological History*, Londres (Reino Unido). 162 pp.
- Fox, A.N., 1993. Snowline altitude and climate in the Central Andes (5-28° S) at present and during the late pleistocene glacial maximum, Cornell University. Tesis doctoral. 527 pp.
- Fox, A.N. & Bloom, A.L., 1994. Snowline altitude and climate in the Peruvian Andes (5°-17° S) at present and during the Latest Pleistocene Glacial Maximum. *Chigaku-Zusshi (Journal of Geography, Japan)* 103: 867-885.
- Francis, P.W. (Editor), 1983. *Calderas Volcánicas Gigantes. Investigación y Ciencia. Edición española de Scientific American*, Barcelona (España).
- Francou, B. & Pizarro, L., 1985. El Niño y la Sequía en los Altos Andes Centrales (Perú y Bolivia). *Boletín del Instituto Francés de Estudios Andinos*, 14(1-2): 1-18.
- Francou, B. & Sémond, H., 1997. Estado de la red de monitoreo existente e impacto de los eventos ENSO sobre el balance de masa de los glaciares en Bolivia y en el Perú. En: R. Galárraga and B. Ibarra (Editores), *Seminario Montañas, Glaciares y Cambios Climáticos*. Escuela politécnica nacional. EPN - Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération. ORSTOM - FUNDACYT, 1997, Quito (Ecuador), pp. 43-51.
- Frangipane Gysel, M., 1976. *Studio geochimico-petrografico del Nevado Coropuna (Peru meridionale)*, ETH, Zürich (Suiza).
- French, H.M., 2008. *Periglacial Environment*. John Wiley & Sons, 458 pp.
- Fritz, S.C., Baker, P.A., Lowenstein, T., Seltzer, G.O., Rigsby, C.A., Dwyer, G., Tapia, P., Arnold, K. & S. Luo, T.-H.K., 2004. Hydrologic variation during the last 170,000 years in the southern hemisphere tropics of South America. *Quaternary Research*, 61: 95-104.
- Fritz, S.C., Baker, P.A. & G.O. Seltzer, 2007a. Quaternary glaciation and hydrologic variation in the South American tropics as reconstructed from the Lake Titicaca drilling project. *Quaternary Research*, 68: 410-420.
- Fritz, S.C., Baker, P.A., Seltzer, G.O., Ballantyne, A., Tapia, P., Cheng, H. & Edwards, R.L., 2007b. Lake Titicaca 370KYr LT01-2B Sediment Database. Lake Titicaca 370KYr LT01-2B Sediment Data. IGBP PAGES/World Data Center-A for Paleoclimatology Data Contribution Series # 92-008. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program. Boulder (EEUU).
- Fukao, Y., Yamamoto, A. & Kono, M., 1989. Gravity anomaly across the Peruvian Andes. *Journal of Geophysical Research*, Volume 94(B4): 3867-3890.

- Furbish, D.J. & Andrews, J.T., 1984. The use of hypsometry to indicate long term stability and response of valleys glaciers to changes in mass transfer. *Journal Glaciology*, 30: 199-211.
- García, F., Chorowicz, J. & Legros, F., 1997. La Caldera Chachani, gran centro explosivo plioceno-holoceno del sur del Perú? Identificación y evolución en imágenes Landsat y radar ERS. IX Congreso Peruano de Geología: resúmenes extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Lima (Perú), 449-454 pp.
- Gates, 1976. Modeling the ice-age climate. *Science*, 191: 1138-1144.
- Gaussen, H., 1952. L'indice xérothermique. *Bulletin de L'Association des Geographes Francais*, 222-223
- Georges, C., 2004. 20th century glacier fluctuations in the Cordillera Blanca (Perú). *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 36 (1): 100-107.
- Giese, P., Scheuber, E., Schilling, F., Schmitz, M. & Wigger, P., 1999. Crustal thickening processes in the central Andes and the different natures of the Moho-discontinuity. *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 201-220.
- Gómez, J.C., Macías, J.L., Siebe, C. & Ocola, L., 2004. Delimitación y análisis sedimentológico de la avalancha de escombros del volcán Hualca-Hualca, valle del Colca, Arequipa-Perú. En: S.G.d. Perú (Editor), XIIº Congreso Peruano de Geología, Lima (Perú).
- Gosse, J.C. & Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20: 1475-560.
- Graf, K., 1981. On the altitude pattern of the sub-nival step in the Tropical Andes, especially in Bolivia and Ecuador. *Zeitschrift. Geomorphology*, 37: 1-24.
- Grove, J.M., 1988. *The Little Ice Age*, Londres (Reino Unido), 1049 pp.
- Guevara, C. & Dávila, D., 1983. Estratigrafía y Tectónica Terciaria del Área Coracora-Pacapausa. *Boletín de la Sociedad Geológica del Peru*, 71.
- Guilderson, T.P., Fairbanks, R.G. & Rubenstone, J.L., 1994. Tropical temperature variations since 20,000 years ago: modulating interhemispheric climate change. *Science*, 263: 663-665.
- Guilderson, T.P. & Schrag, D.P., 1998. Abrupt shift in subsurface temperatures in the Tropical Pacific associated with changes in El Nino. *Science*, 281: 240-243.
- Guilderson, T.P. & Schrag, D.P., 1999. Reliability of coral isotope records from the western Pacific warm pool: A comparison using age-optimized records. *Paleoceanography*, 14: 457-464.
- Gutiérrez Elorza, M., 2001. *Geomorfología Climática*. Ediciones Omega, Barcelona, 641 pp.
- Gutscher, M.A., 2002. Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 3-10.
- Hall, K., 1980. Freeze-thaw activity at nivation site in northern Norway. *Arctic and Alpine Research*, 12: 183-194.
- Hall, K., 1985. Some observations on ground temperatures and transport processes at a nivation site in northern Norway. *Norwegian Journal of Geography*, 39: 27-37.
- Hall, K., 1993. Enhanced bedrock weathering in association with late-lying snowpatches: evidence from Livingstone Island. Antarctica. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18: 121-129.
- Hall, D.K., Riggs, G.A. & Salomonson, V.V., 1995. Development of methods for mapping global snow cover using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) data. *Remote Sensing of Environment*, 54: 127-140.
- Hall, S.R., Ramage, J.M., Rodbell, D.T., Finkel, R.C., Smith, J.A., Mark, B.G. & Farber, D.L., 2006. Geochronology and equilibrium line altitudes of LLGM through Holocene glaciations from the tropical Cordillera Huayhuash, Peru, American Geophysical Union (AGU). Fall Meeting, San Francisco (EEUU).



- Hall, S.R., Farber, D.L., Ramage, J.M., Rodbell, D.T., Smith, J.A., Mark, B.G. & Kassel, C., 2009. Geochronology of Quaternary glaciations from the tropical Cordillera Huayhuash, Peru. *Quaternary Science Reviews*, In press: 1-20.
- Hamilton, A.C., 1982. *Environmental History of East Africa*, New York (EEUU).
- Hansen, B.C.S., Wrigth, H.E. & Bradbury, J.P., 1984. Pollen studies in the Junin area, central Peruvian Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 95(1454-1465).
- Hartley, A.J., May, G., Chong, G., Turner, P. & Kape, S.J., 2000. Development of continental forearc: A Cenozoic example from the Central Andes, northern Chile. *Geology*, 28: 331-334.
- Hartley, A.J., 2003. Andean uplift and climate change. *Journal of the Geological Society of London*, 160: 7-10.
- Hartmann, D.L., 1994. *Global Physical Climatology*. Academic Press, San Diego (EEUU), 411 pp.
- Hastenrath, S.L., 1967. Observations on the Snow Line in the Peruvian Andes. *Journal of Glaciology*, 6: 541-550.
- Hastenrath, S., 1971. On the Pleistocene snow-line depression in the arid regions of the South American Andes. *Journal of Glaciology*, 10: 225-267.
- Hastenrath, S. & Ames, A., 1995. Recession of Yanamaery glacier in Cordillera Blanca, Perú during the 20th century. *Journal of Glaciology*, 41 (137): 191-196.
- Hawkins, F.F., 1985. Equilibrium-line altitudes and palaeoenvironments in the Merchants Bay area, Baffin Island, NWT, Canada. *Journal of Glaciology*, 31: 205-213.
- Hays, J.D., Imbrie, J. & Shackleton, N.J., 1976. Variations in the earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science*, 194: 1121-1132.
- Heezen, B.C. & Tharp, M., 1977. *World Ocean Floor*. United States Navy Office of Naval Research (USA).
- Heim, A., 1951. On the glaciaton of South America as related to tectonics; observations 1939-1947. *Ecoglae Geologicae Helvetiae*, 44: 171-182.
- Heinrich, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, 29(2): 142-152.
- Hope, G.S., 1976. Mt. Jaya: The Area and first exploration. En: G.S. Hope, J.A. Paterson, U. Radok and I. Allison (Editores), *The Equatorial Glaciers of New Guinea. Results of the 1971-1973 Australian Universities' Expeditions to Irian Jaya: survey, glaciology, meteorology, biology and paleoenvironments*. A. A. Balkema, Rotterdam (Holanda).
- Hope, G.S., Paterson, J.A., Radok, U. & Allison, I., 1976. *The Equatorial Glaciers of New Guinea. Results of the 1971-1973 Australian Universities' Expeditions to Irian Jaya: survey, glaciology, meteorology, biology and paleoenvironments*. A. A. Balkema, Rotterdam (Holanda).
- IPCC, 2007. Cambio climático 2007: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Cuarto Informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático. En: R.K. Pachauri and A. Reisinger (Editores), *Ginebra (Suiza)*, pp. 104.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L. & Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine d18O record. In *Milankovitch and Climate*. *Milankovitch and Climate*: 269-305.
- Imhof, S., 2006. *Gletscher-Klima-Modellierung in der Cordillera de Cochabamba, Bolivien*. Diplomarbeit Thesis, Geographisches Institut der Universität Bern, Berna (Suiza).
- Isacks, B., 1988. Uplift of the Central Andes plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93: 3211-3231.
- James, D.E., 1971. Andean crust and upper mantle structure. *Journal of Geophysical Research*, 76: 3246-3271.

- Jenks, W., 1948. Geología de la hoja de Arequipa. Boletín del Instituto Geológico del Perú, 9.
- Jha, R. & Lal, D., 1982. On cosmic ray produced isotopes in surface rocks. En: K.G. Vohra (Editor), Natural Radiation Environment. Proceedings of Second Special Symposium on Natural Radiation Environment. Halsted Press, New York (EEUU), pp. 629-635.
- Johnson, A.M., 1976. The climate of Peru, Bolivia and Ecuador. En: W.E. Schwerdtfeger (Editor), Climates of Central and South America. Elsevier Scientific Publishing Company, New York (USA).
- Jomelli, V., Grancher, D., Brunstein, D. & Solomina, O., 2008. Recalibration of the yellow Rhizocarpon growth curve in the Cordillera Blanca (Peru) and implications for LIA chronology. *Geomorphology*, 93: 201-212.
- Jomelli, V., Favier, V., Rabatel, A., Brunstein, D., Hoffmann, G. & Francou, B., 2009. Fluctuations of glaciers in the tropical Andes over the last millennium and palaeoclimatic implications: A review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, En prensa: 14.
- Jordan, E., 1991. Die Gletscher der bolivianischen Andean, Eurasburg (Germany).
- Jull, A.T., E., W.A., Burr, G.S., Toolin, L.J. & Donahue, D.J., 1992. Measurements of cosmogenic  $^{14}\text{C}$  produced by spallation in high-altitude rocks. *Radiocarbon*, 34: 737-744.
- Jull, A.T., Lifton, N., Phillips, W.M. & Quade, J., 1994. Studies of the production rate of cosmic-ray produced  $^{14}\text{C}$  in rock surfaces. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, B92: 308-310.
- Kaser, G., Ames, A. & Zapata, M., 1990. Glacier fluctuations and climate in the Cordillera Blanca, Perú. *Annals of Glaciology*, 14: 136-140.
- Kaser, G., 1995. Some notes on the behaviour of tropical glaciers. *Bulletin de l'Institut français d'études andines*, 24 (3): 671-681.
- Kaser, G. & Osmaston, H., 2002. Tropical Glaciers. International Hydrology Series. Cambridge University Press, Cambridge (U.K.), 207 pp.
- Kay, S.M., Mpodozis, C. & Coira, B., 1999. Neogene magmatism, tectonism and mineral deposits of the Central Andes (22°-33°S Latitude). En: B. Skinner (Editor), Geology and ore deposits of the Central Andes. Society of Economic Geology, pp. 27-59.
- Kelly, M.A., Lowell, T.V. & Schaefer, J.M., 2007. A Chronology of Late-Glacial and Holocene Advances of Quelccaya Ice Cap, Peru, Based on  $^{10}\text{Be}$  and Radiocarbon Dating, American Geophysical Union (AGU), San Francisco (EEUU).
- Kelly, M.A., Lowell, T.V., Schaefer, J.M. & Finkel, R.C., 2008. Late-glacial and Holocene history of changes in Quelccaya Ice Cap, Peru, American Geophysical Union (AGU), San Francisco (EEUU), pp. 53.
- Klein, A.G. & Isacks, B.L., 1998. Alpine glacial geomorphological studies in the Central Andes using Landsat Thematic Mapper Images. *Glacial Geology and Geomorphology*, 26.
- Klein, A.G., Seltzer, G.O. & Isacks, B.L., 1999. Modern and Last Local Glacial Maximum snowlines in the Central Andes of Peru, Bolivia, and Northern Chile. *Quaternary Research Reviews*, 18: 3-84.
- Klein, J., Middleton, R. & Tang, H., 1982. Modifications of an FN tandem for quantitative  $^{10}\text{Be}$  measurement. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, 193: 601-616.
- Kley, J., Monaldi, C. & Salfity, J., 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland; causes and consequences. *Tectonophysics*, 301: 75 -94.
- Krusic, A.G., Prentice, M.L. & Licciardi, J.M., 2009. Climatic implications of reconstructed early-mid Pliocene equilibrium-line altitudes in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 50: 31-36.

- Kubik, P.W., Korschinek, G., Nolte, E., Ratzinger, U., Ernst, H., Teichmann, S. & Morinaga, H., 1984. Accelerator mass spectrometry of  $^{36}\text{Cl}$  in limestone and some paleontological samples using completely stripped ions. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, B5: 326-330.
- Kuhn, M., 1981. Climate and Glaciers, Symposium on Sea Level, Ice and Climatic Change. IHAS, Canberra (Australia), pp. 3-20.
- Kuhn, M., 1984. Mass balance as a criterion for climatic classification of glaciers. *Geografiska Annaler*, 66A (3): 229-238.
- Kuhn, M., 1989. The response of the equilibrium line altitude to climatic fluctuations: theory and observations. En: J. Oerlemans (Editor), *Glacier fluctuations and climatic change*. Kluwer Academic Publishers, pp. 407-417.
- Kull, C., 1999. Modellierung paläoklimatischer Verhältnisse basierend auf der jungpleistozänen Vergletscherung in Nordchile - Ein Fallbeispiel aus den Nordchilenische Anden. *Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 35: 35-64.
- Kull, C. & Grosjean, M., 2000. Late Pleistocene climate conditions in the North Chilean Andes drawn from a climate-glacier model. *Journal of Glaciology*, 46: 622-632.
- Kull, C., Grosjean, M. & Veit, H., 2002. Modeling modern and Late Pleistocene glacio-climatological conditions in the North Chilean Andes (29°S-30°S). *Climatic Change*, 52: 359-381.
- Kull, C., Hänni, F., Grosjean, M. & Veit, H., 2003. Evidence of an LGM cooling in NW-Argentina (22°S) derived from a glacier climate model. *Quaternary International*, 108: 3-11.
- Kull, C., Imhof, S., Grosjean, M., Zech, R. & Veit, H., 2008. Late Pleistocene Glaciation in the Central Andes: Temperature versus humidity control. A case study from the eastern Bolivian Andes (17°S) and regional synthesis. *Global and Planetary Change*, 60: 148-164.
- Kulm, L.D., Schweller, W.J. & Masias, A., 1977. A preliminary analysis of the geotectonic processes of the Andean continental margin, 6° to 45°S. In *Problems in the evolution of island arcs, deep sea trenches and back-arc basins*. En: M. Talwani and W.C. Pitman (Editores), III American Geophysical Union, Maurice Ewing Symposium, Washington, DC (USA), pp. 285-301.
- Kurowski, L., 1891. Die Höhe der Schneegrenze. *Geogr. Abh.*, 5 I (124): 119-160.
- Kutzbach, J.E. & Guetter, P.J., 1986. The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18,000 years. *Journal Atmospheric Science*, 43(1726-1759).
- Kurz, M.D., 1986. Cosmogenic helium in a terrestrial igneous rock. *Nature*, 320: 435-439.
- Kurz, M.D., 1987. Helium isotope variability within single diamonds from the Orapa kimberlite pipe. *Earth and Planetary Science Letters*, 86: 57-68.
- Kurz, M.D., Colodner, D., Trull, T.W., Moore, R.B. & O'Brien, K., 1990. Cosmic ray exposure dating with in situ produced cosmogenic  $^3\text{He}$ : results from young Hawaiian lava flows. *Earth and Planetary Science Letters*, 97: 177-189.
- Lal, D. & Peters, B., 1967. Cosmic ray produced radioactivity on Earth. En: S. Fluegge and K. Sitte (Editores), *Encyclopedia of Physics Cosmic Rays II*. Springer-Verlag, Berlín (Alemania), pp. 551-612.
- Lal, D., 1987. Cosmogenic nuclides produced in situ in terrestrial solids. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, B29: 238-254.
- Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 424-439.
- Lallemant, S., 1995. High rates of arc consumption by subduction processes: Some consequences. *Geology*, 23: 551-554.



- Lamb, S. & Davis, P., 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise de Andes. *Nature*, 425: 792-797.
- Lambeck, K. & Chappell, J., 2001. Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle. *Science*, 292: 679-686.
- Latorre, C., Betancourt, J.L., Rylander, K.A. & Quade, J., 2002. Vegetation invasions into absolute desert: a 45,000 year rodent midden record from the Calama-Salar de Atacama basins, northern Chile (lat 22--24-S). *Bulletin of the Geological Society of America*, 114: 349-366.
- Lavigne, F., 2004. Rate of sediment yield following small-scale volcanic eruptions: a quantitative assessment at the Merapi and Semeru stratovolcanoes, Java, Indonesia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29, núm. 8.
- Lavigne, F., 1999. SIG et zonage des risques volcaniques : application au volcan Merapi, Java, Indonésie. *Bulletin Assoc. Géographes Français*, 4: 371-382.
- Lavigne, F. & Thouret, J.C., 2000. Les lahars; depots, origines et dynamique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 171(5): 545-557.
- Lavigne, F. & Thouret, J.C., 2003. Sediment transportation and deposition by rain-triggered lahars at Merapi volcano, Central Java, Indonesia. *Geomorphology*, 49: 45-69.
- Lavigne, F., Thouret, J.C., Voight, B., Suwa, H. & Sumaryono, A., 2000a. Lahars at Merapi volcano, Central Java: an overview. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 100, núm. 1: 423-456 (34).
- Lavigne, F., Thouret, J.-C., Suwa, H., B., V., Young, K., Lahusen, R., Marso, J., Sumaryono, A., Dejean, M., Sayudi, D.S. & Moch, 2000b. Instrumental Lahar Monitoring at Merapi Volcano, Central Java, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 100: 457-478.
- Lauer, W. & Rafiqpoor, M.D., 1986. Die jungpleistozäne Vergletscherung im Vorland der Apolobamba-Kordillere (Bolivien). *Erdkunde*, 40 (2) 125-145.
- Lea, D.W., Pak, D.K. & Spero, H.J., 2000. Climate Impact of Late Quaternary Equatorial Pacific Sea Surface Temperature Variations. *Science*, 289(5485): 1719-1724.
- Lea, D.W., Pak, D.K., Belanger, C.L., Spero, H.J., Hall, M.A. & Shackleton, N.J., 2006a. Galápagos TR163-22 Foraminiferal  $\delta 18O$  and Mg/Ca Data and SST Reconstruction. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series # 2006-090. NOAA/NCDC Paleoclimatology Program, Boulder (EEUU).
- Lea, D.W., Pak, D.K., Belanger, C.L., Spero, H.J., Hall, M.A. & Shackleton, N.J., 2006b. Paleoclimate history of Galápagos surface waters over the last 135,000 yr. *Quaternary Science Reviews*, 25(11-12): 1152-1167.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudeck, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. & Zanettin, B., 1989. A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, New York (EEUU), 252 pp.
- Licciardi, J.M., Clark, P.U., Brook, E.J., Elmore, D. & Sharma, P., 2004. Variable responses of western US glaciers during the last deglaciation. *Geology*, 32: 81.
- Lichtenecker, N., 1938. Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen, *Verhandl. d., III Intern. Quartär-Konferenz (1936), Wien (Österreich)*, pp. 141-147.
- Lifton, N.A., Bieber, J.W., Clem, J.M., Duldig, M.L., Evenson, P., Humble, J.E. & Pyle, R., 2005. Addressing solar modulation and long-term uncertainties in scaling secondary cosmic rays for in situ cosmogenic nuclide applications. *Earth and Planetary Science Letters*, 239: 140-161.

- Liu, B., Phillips, F.M., Fabryka-Martin, J.T., Fowler, M.M. & Biddle, R.S., 1994. Cosmogenic  $^{36}\text{Cl}$  accumulation in unstable landforms: I. Effects of the thermal neutron distribution. *Water Resources Research*, 30: 3115-3125.
- Liu, K., Reese, C.A. & Thompson, L.G., 2005. Ice core pollen record of climatic changes in the central Andes during the last 400 years. *Quaternary Research*, 64: 272-278.
- Lowrie, A. & Hey, R., 1981. Geological and geophysical variations along the western margin of Chile near latitude  $33^\circ$  to  $36^\circ\text{S}$  and their relation to Nazca Plate subduction, Nazca Plate; crustal formation and Andean convergence. *Geological Society of America*, pp. 741-754.
- Lucassen, F., Becchio, R., Kasemann, S., Franz, G., Trumbull, R., Wilke, H., Romer, R. & Dulski, F., 2001. Composition and density model of the continental crust at an active continental margin- the Central Andes between  $21^\circ$  and  $27^\circ\text{S}$ . *Tectonophysics*, 341: 195-223.
- Luckman, B.H. & Villalba, R., 2001. Assessing the synchronicity of glacier fluctuations in the Western Cordillera of the Americas during the last millennium. En: V. Markgraf (Editor), *Interhemispheric Climate Linkages*. Academic Press, San Diego (EEUU), pp. 119-140.
- Manabe, S. & Hahn, D.G., 1977. Simulation of the tropical climate of an ice age. *Journal of Geophysical Research*, 82-27: 3889-3911.
- Manabe, S. & Broccoli, A.J., 1985. The influence of continental ice sheets on the climate of an ice age. *Journal of Geophysical Research*, 90: 2167-2190.
- Mark, B.G. & Seltzer, G.O., 2002. Rates of Deglaciation during the Last Glaciation and Holocene in the Cordillera Vilcanota-Queelccaya Ice Cap Region, Southeastern Perú. *Quaternary Research*, 57: 287-298.
- Mark, B.G., Harrison, S.P., Spessa, A., Newe, M., Evans, D.J.A. & Helmensg, K.F., 2005. Tropical snowline changes at the last glacial maximum: A global assessment. *Quaternary International*, 138-139: 168-201.
- Marshall, P., 1935. Acid rocks of the Taupo-Rotorua volcanic district. *Royal Society of New Zealand Transactions*, 64: 323-366.
- Martí, J., Legros, F. & Colombo, F., 2000. Volcanismo explosivo. En: M. Astiz & A. García (Editores), *Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica • Edición 2000*. Cabildo Insular de Lanzarote, Lanzarote (España).
- Martí, J., 2003. Apuntes del Curso de Postgrado: "La física de los volcanes", Olot (España), pp. 123.
- Mazaud, A., Laj, C., Bard, E., Arnold, M. & Tric, E., 1991. Geomagnetic field control of  $^{14}\text{C}$  production over the last 80 kyr: implications for the radiocarbon time scale. *Geophysical Research Letters*, 18(1885-1888).
- Mégard, F. & Philip, H., 1976. Plio-Quaternary tectono-magmatic zonation and plate tectonics in the Central Andes. *Earth Planet*, 33: 231-238.
- Meir, M.F. & Post, A.S., 1962. Recent variations in mass net budgets of glaciers in western North America. *Comm. des Neiges et des Glaces. Union Geodesique et Geophysique Internationale. Assoc. Internat. d'Hydr. Scient*: : 63-77.
- Meier, M.F. & Tangborn, W.V., 1965. Net budget and flow of South Cascade Glacier, Washington. *Journal of Glaciology*, 5 (41): 547-566.
- Meierding, T.C., 1982. Late Pleistocene glacial equilibrium-line altitudes in the Colorado Front Range: A comparison of methods. *Quaternary Research*, 18: 289-310.
- Mendivil, S., 1965. Geología de los cuadrángulos de Maure y Antajave, 10. Serie A. Comisión de la Carta Geológica Nacional, Lima (Perú).
- Mercer, J.H. & Palacios, O., 1977. Radiocarbon dating of the Last Glaciation in Peru. *Geology*, 5: 600-604.

- Mercer, J.H. & Sutter, J., 1981. Late Miocene-earliest Pliocene glaciation in southern Argentina: implications for global ice sheet history. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 38: 185-206.
- Mercer, J.H., 1983. Cenozoic glaciation in the Southern Hemisphere. *Anuario de la revista Earth Planet Sciences*, 11: 99-132.
- Middleton, R., Klein, J., Raisbeck, G.M. & Yiou, F., 1983. Accelerator mass spectrometry with  $^{26}\text{Al}$ . *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, 218: 430-438.
- Milankovitch, M.M., 1941. Canon of insolation and the ice-age problem: Koniglich Serbische Akademie, Beograd. (English translation by the Israel program for scientific translation, published for the U.S. Department of Commerce and the National Science Foundation), Washington D.C. (EEUU).
- Montero de Burgos, J.L. & González Rebollar, J.L., 1983. *Diagramas Bioclimáticos*, Madrid (España), 379 pp.
- Morales-Arno, B. & Hastenrath, S., 1999. *Glaciers of Peru. Satellite Image Atlas of Glaciers of the World: South America, 1386-I*. United States Geological Survey Professional Paper. United States Government Printing Office, Washington.
- Müller, F., 1962. Zonation in the accumulation area of the glaciers of Axel Heiberg Island, N.W.T., Canada. *Journal of Glaciology*, 4: 302-318.
- Muñoz, J., 1995. *Geomorfología General*. Editorial Síntesis, Madrid (España).
- Murúa, M., 1925. Historia de los Incas Reyes del Perú. 2ª parte. En: I.y.I.S. Martin (Editor), Lima (Perú).
- Naciones Unidas, 1997. Protocolo de Kyoto de la convención marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático, pp. 25.
- Nakicenovic, N. & Swart, R. (Editores), 2000. Escenarios de emisiones. Informe Especial del Grupo de trabajo III del IPCC. Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático. Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA). Cambridge University Press, Cambridge (Reino Unido), 570 pp.
- Niedertscheider, J., 1990. Untersuchungen zur Hydrographie der Cordillera Blanca Peru. Diplomarbeit Thesis, Universitaet Innsbruck.
- Norambuena, E., Leffer-Griffin, L., Mao, A., Dixon, T., Stein, S., Sacks, S., Ocola, L. & Ellis, M., 1998. Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the Central Andes. *Science*, 279 358-362.
- Núñez, S. & Valenzuela, G., 2001. Mapa Preliminar de Amenaza Volcánica Potencial del Nevado Coropuna. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico del Perú (INGEMMET), Lima (Perú), 118 pp.
- Naveau, P., Nogaj, M., Ammann, C., Yiou, P., Cooley, D. & Jomelli, V., 2005. Statistical methods for the analysis of climate extremes. *Comptes Rendus Géoscience*, 337, 10-11: 1013-1022.
- Naveau, P., Jomelli, V., Cooley, D., Rabatel, A. & Grancher, D., 2006. Modeling uncertainties in lichenometry studies. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, En revisión.
- Nishiizumi, K., Lal, D., Klein, J., Middleton, R. & Arnold, J.R., 1986. Production of  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  by cosmic rays in terrestrial quartz in situ and implications for erosion rates. *Nature*, 319: 134-136.
- Nishiizumi, K., Winterer, E., Kohl, C., Klein, J., Middleton, R., Lal, D. & Arnold, J., 1989. Cosmic ray production rates of  $^{26}\text{Al}$  and  $^{10}\text{Be}$  in quartz from glacially polished rocks. *Journal of Geophysical Research*, 94: 17907-17915.
- Nyberg, R., 1991. Geomorphic processes at snowpatch sites in the Abisko mountains, northern Sweden. *Zeitschrift fur Geomorphologie N.F*, 35 (3): 321-343.



- O'Brien, K., Sandmeier, H.A., Hansen, G.E. & Campbell, J.E., 1978. Cosmic ray induced neutron background sources and fluxes for geometries of air over water, ground, iron, and aluminium. *Journal of Geophysical Research*, 83: 114-120.
- Oerlemans, J., 1989. On the response of valley glaciers to climatic change. En: J. Oerlemans (Editor), *Proceedings of the Symposium on Glacier Fluctuations and Climatic Change*. Kluwer Academic Publishers, Amsterdam (Holanda), pp. 353-371.
- Oerlemans, J. & Hoogendoorn, N.C., 1989. Mass-balance gradients and climatic change. *Journal of Glaciology*, 35: 399-404.
- Olschowsky, E. & Dávila, D., 1994. *Geología de los cuadrángulos de Chuquibamba y Cotahuasi*. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico del Perú (INGEMMET), Lima (Perú), 118 pp.
- Ortiz, R., 2000a. Riesgo volcánico. En: M. Astiz and G. Alicia (Editores), *Curso Internacional de Vulcanología y Geofísica Volcánica*. Casa de los volcanes nº 7, Lanzarote (España), pp. 371-387.
- Ortiz, R., 2000b. Introducción a la Física de las lavas. En: M. Astiz and A. García (Editores), *Curso Internacional de Vulcanología y Geofísica Volcánica • Edición 2000*. Cabildo Insular de Lanzarote, Lanzarote (España).
- Osmaston, H., 1965. The Past and Present Climate and vegetation of Rwenzori Glaciers. *Uganda Journal*, 25: 99-104.
- Osmaston, H., 1975. Models for the estimation of firnlines of present and pleistocene glaciers. En: R.F. Peel, M.D.I. Chisholm and P. Hagget (Editores), *Processes in Physical and Human Geography*. Bristol Essays, Bristol (Reino Unido), pp. 218-245.
- Osmaston, H.A., 1989a. Glaciers, Glaciations and Equilibrium Line Altitudes on the Ruwenzori. *Quaternary and Environmental Research on East African Mountains*. Brookfield, Balkema, Rotterdam, pp. 31-104.
- Osmaston, H.A., 1989b. Glaciers, Glaciations and Equilibrium Line Altitudes on the Ruwenzori. *Quaternary and Environmental Research on East African Mountains*. Brookfield, Balkema, Rotterdam, pp. 31-104.
- Osmaston, H., 2005. Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area x Altitude, the Area x Altitude Balance Ratio and the Area x Altitude Balance Index methods and their validation. *Quaternary International*, 22-31: 138-139.
- Ostendorf, B., Lieth, H. & Lehker, H., 1981. KLIMAPLOT: A computer routine to plot climate diagrams. *Veroff. Geobot. Inst. ETH Zurich* 149-17.
- Oyarzun, C.G., 1987. Inventario do Glaciares de los Andes Chilenos desde los 18° a los 32° de Latitud Sur. *Revista de Geografia Norte Grande*, 14: 35-48.
- Palacios, D., Andrés, N. & Luengo, E., 2003. Distribution and effectiveness of nivation in Mediterranean mountains: Peñalara (Spain). *Geomorphology*, 54 (3-4): 157-178.
- Palacios, D., Andrés, D., Úbeda, J. & Alcalá, J., 2009. Permafrost and Periglacial Activity Distribution and Geothermal Anomalies in the Chachani and El Misti Volcanoes (Southern Peru). En: E.G. Union (Editor), *EGU General Assembly 2009*. Geophysical Research Abstracts, Viena (Austria).
- Paredes, M.A. & Espinoza, E.J., 2005. Las relaciones entre la variabilidad de la precipitación en la sierra del Sur del Perú y El Niño/Oscilación del Sur, The El Niño phenomenon and its global impact. Centro Internacional para la Investigación del Fenómeno de El Niño (CIIFEN) y European Geosciences Union (EGU), Guayaquil (Ecuador).
- Paul, F., Huggel, C., Kääb, A., Kellenberger, T. & Maisch, M., 2002. Comparison of TM-Derived glacier areas with higher resolution data sets, *Workshop Observing our Cryosphere from Space*, Bern.

- Peterson, D.W. & Moore, J.G., 1987. Geologic history and evolution of geologic concepts, islands Hawaii. En: R.W. Decker, T.L. Wright and P.H. Stauffer (Editors), *Volcanism in Hawaii* (R. W. Decker, T. L. Wright y P. H. Stauffer, eds.). U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1350: 149-189. United States Geological Survey, pp. 149-189.
- Phillips, F.M., Leavy, B.D., D., J.N., Elmore, D. & Kubik, P.W., 1986. The accumulation of cosmogenic chlorine-36 in rocks: A method for surface exposure dating. *Science*, 231: 41-43.
- Phillips, F.M., 1995. Cosmogenic chlorine-36 accumulation: A method for dating Quaternary landforms. En: N.W. Rutter and N.R. Catto (Editores), *Dating methods for Quaternary deposits*. Geological Association of Canada, Ottawa (Canadá), pp. 61-66.
- Phillips, F.M. & Plummer, M.A., 1996. CHLOE: A program for interpreting in-situ cosmogenic nuclide dating and erosion studies (abs). *Radiocarbon*, 38: 98.
- Pigati, J.S., Zreda, M., Zweck, C., Almasi, P.F., Elmore, D. & Sharp, W.D., 2008. Ages and inferred causes of Late Pleistocene glaciations on Mauna Kea, Hawaii. *Journal of Quaternary Science*, 23: 683-702.
- Pisias, N.G. & Mix, A.C., 1997. Spatial and temporal oceanographic variability of the eastern equatorial Pacific during the late Pleistocene: Evidence from Radiolaria microfossils. *Paleoceanography*, 12(3): 381-393.
- Plazcek, C., 2005. Stratigraphy, geochronology, and geochemistry of paleolakes on the southern bolivian altiplano, Universidad de Arizona, Tucson (EEUU), 252 pp.
- Plazcek, C., Quade, J. & Patchett, P.J., 2006. Geochronology and stratigraphy of late Pleistocene lake cycles on the southern Bolivian Altiplano. *Geological Society of America Bulletin*, 118: 515-532.
- Polansky, J., 1965. The maximum glaciaton in the Argentine Cordillera. *Geological Society of America Bulletin*, Special Paper 84: 444-472.
- Poreda, R.J. & Cerling, T.E., 1992. Cosmogenic neon in recent lavas from the western United States. *Geophysical Research Letters*, 19: 1863-1866.
- Porter, S.C., 1975. Equilibrium line altitudes of late Quaternary glaciers in the Southern Alps, New Zealand. *Quaternary Research*, 5: 27-47.
- Porter, S.C., 1979. Hawaiian glacial ages. *Quaternary Research*, 12: 161-186.
- Porter, S.C., 1981. Pleistocene glaciaton in the Southern Lake District of Chile. *Quaternary Research*, 16: 263-292.
- Porter, S.C., 2001. Snowline depression in the tropics during the last glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 20: 1067-1091.
- Rabatel, A., 2005. Chronologie et interprétation paléoclimatique des fluctuations des glaciers dans les Andes de Bolivie (16°S) depuis le maximum du Petit Age Glaciaire (17ème siècle). Tesis doctoral, IRD, CNRS, University Joseph Fourier, Grenoble (Francia), 194 pp.
- Rabatel, A., Jomelli, V., Naveau, P., Francou, B. & Grancher, D., 2005. Dating of Little Ice Age glacier fluctuations in the tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia, 16°S. *Comptes Rendus Géoscience*, 337 (15): 1311-1322.
- Rabatel, A., Francou, B., Jomelli, V., Naveau, P. & Grancher, D., 2008. A chronology of the Little Ice Age in the tropical Andes of Bolivia (16°S) and its implications for climate reconstruction. *Quaternary Research*, 70: 198-212.
- Racoviteanu, A., 2004. Sacred Mountauins and Glacial Archeology in the The Andes. Masters Thesis, University of Colorado, Colorado, 167 pp.
- Racoviteanu, A., Manley, W.F., Arnaud, Y. & Mark, W.W., 2007. Evaluating Digital Elevation Models for Glaciologic Applications. An example from Nevado Coropuna, Peruvian Andes. *Global and Planetary Change*, 59: 110-125.
- Raisbeck, G.M. & Yiou, F., 1984. Production of long-lived cosmogenic nuclei and their applications. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, 233: 91-99.

- Rama, M. & Honda, M., 1961. Cosmic-ray-induced radioactivity in terrestrial materials. *Journal of Geophysical Research*, 66: 3533-3539.
- Ramos, V.A. & Alemán, A., 2000. Tectonic Evolution of the Andes Tectonic evolution of South America Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A, Río de Janeiro (Brasil), pp. 635-685.
- Rex, F.D., 1969. *Climate at the Free Atmosphere*, Amsterdam (Holanda), 450 pp.
- Rind, D. & Peteet, D., 1985. Terrestrial conditions at the last glacial maximum and CLIMAP sea surface temperature estimates: are they consistent? *Quaternary Research*, 24: 1-22.
- Rind, D., 1987. Components of the ice age circulation. *Journal of Geophysical Research*, 92: 4241-4281.
- Rivas Martínez, S., 1987. *Bioclimatología, Memoria del Mapa de series de vegetación de España*. Instituto Nacional para la Conservación de la Naturaleza (ICONA), Madrid (España).
- Rodbell, D.T., 1991. Late Quaternary glaciation and climatic change in the northern Peruvian Andes. Ph.D. Thesis, University of Colorado.
- Rodbell, D.T., 1992. Late Pleistocene equilibrium-line altitude reconstructions in the Northern Peruvian Andes. *Boreas*, 21: 43-52.
- Rodbell, D.T., 1993a. Subdivision of late Pleistocene moraines in the Cordillera Blanca, Peru, based on rock-weathering features, soils, and radiocarbon dates. *Quaternary Research*, 39: 133-143.
- Rodbell, D.T., 1993b. The timing of the last deglaciation in Cordillera Oriental, northern Peru, based on glacial geology and lake sedimentology. *Geological Society of America Bulletin*, 105 (7): 923-934.
- Satoh, H., 1979. On the Snow-line Altitude in the Central and Southern Andes of the Modern Age and the Diluvial Epoch. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, 387-415 pp.
- Schäfer, J.M., Ivy-Ochs, S., Wieler, R., Leya, I., Baur, H., Denton, G.H. & Schlüchter, C., 1999. Cosmogenic noble gas studies in the oldest landscape on earth: surface exposure ages of the Dry Valleys, Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, 167: 215-226.
- Schmitz, M., 1994. A balanced model of the southern Central Andes. *Tectonics*, 13: 484-492.
- Schmitz, M., Heinsohn, W.D. & Schilling, F.R., 1997. Seismic, gravity and petrologic evidence for partial melt beneath the thickened Central Andean crust (21-23°S). *Tectonophysics*, 270: 313-326.
- Schmitz, M., Lessel, K., Giese, F., Wigger, F., Araneda, M., Bribach, J., Graeber, F., Grunewald, S., Haberland, C., Lüth, S., Röber, F., Ryberg, T. & Schulze, A., 1999. The crustal structure beneath the Central Andean forearc and magmatic arc as derived from seismic studies - The PISCO 94 experiment in northern Chile (21° - 23°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 237-260.
- Scholl, D.W., von Huene, R., Vallier, T.L. & Howell, D.G., 1980. Sedimentary masses and concepts about tectonic processes at underthrust ocean margins. *Geology*, 8: 564-568.
- Seltzer, G., 1987. *Glacial History and Climatic Change in the Central Peruvian Andes*. M.S. Thesis, University of Minnesota.
- Seltzer, G.O., 1992. Late Quaternary glaciation in the Cordillera Real, Bolivia. *Journal of Quaternary Science*, 7: 87-98.
- Seltzer, G.O., 1994a. Andean snowline evidence for cooler subtropics at the LGM. En: J.C. Duplessy and M.T. Spyridakis (Editores), *Long-Term Climatic Variations*. NATO ASI Series, pp. 371-378.
- Seltzer, G.O., 1994b. Climatic interpretation of alpine snowline variations on millennial time scales. *Quaternary Research*, 41: 154-159.



- Seltzer, G.O., Rodbell, D.T. & Abbott, M., 1995. Last Glacial Maximum: Andean glacial lakes & climate variability. *Bulletin de l'Institut français d'études andines*, 24 (3): 539-549.
- Seltzer, G.O., 1994c. A lacustrine record of late Pleistocene climatic change in the subtropical Andes. *Boreas*, 23: 105-111.
- Shackleton, N.J., 1967. Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. *Nature*, 215: 115-17.
- Shackleton, N.J. & Opdyke, N.D., 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 year and 106 year scale. *Quaternary Research*, 3: 39-55.
- Shreve, R.L. & Cloos, M., 1986. Dynamics of sediment subduction, mélange formation, and prism accretion. *Journal of Geophysical Research*, 91, No. B10: 10,229-10,245.
- Silva, S.L. & Zielinsky, G.A., 1998. Global influence of the AD 1600 eruption of Huaynaputina, Peru. *Nature*, 393: 455-458.
- Silverio, W., 2004. Estudio de la Evolución de la Cobertura Glaciar del Nevado Coropuna (6425 m) entre 1955 y 2003. COPASA, Arequipa, pp. 16.
- Sissons, J.B., 1974. A late glacial Ice Cap in the central Grampians, Scotland. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 62: 95-114.
- Sissons, J.B., 1980. The Loch Lomond advance in the Lake District, northern England. *Transactions Royal Society Edinburgh. Earth Sciences.*, 71: 13-27.
- Smith, R.L. & Bailey, R.A., 1968. Resurgent cauldrons. *Geological Society of America Memories*, 116: 613-622.
- Smith, J.A., 2005. Timing and extent of glaciation in the tropical Andes [Ph.D. Dissertation], Syracuse University, Syracuse (USA), 173 pp.
- Smith, J., Finkel, R., Farber, D.A., Rodbell, D.T. & Seltzer, G.O., 2005a. Moraine preservation and boulder erosion in the tropical Andes: interpreting old surface exposure ages in glaciated valleys. *Journal of Quaternary Science*, 20 (7-8): 735-758.
- Smith, J.A., Seltzer, G.O., Farber, D.L., Rodbell, D.T. & Finkel, R.C., 2005b. Early Local Last Glacial Maximum in the Tropical Andes. *Science*, 308.
- Smith, J., Seltzer, G.O., Rodbell, D.T. & Klein, A.G., 2005c. Regional synthesis of last glacial maximum snowlines in the tropical Andes, South America. *Quaternary International*, 138-139: 145-167.
- Smith, J.A., Mark, B.G. & Rodbell, D.T., 2008. The timing and magnitude of mountain glaciation in the tropical Andes. *Journal of Quaternary Science*, 23: 609-634.
- Solomina, O., Jomelli, V., Kaser, G., Ames, A., Berger, B. & Pouyaud, B., 2007. Lichenometry in the Cordillera Blanca, Peru: "Little Ice Age" moraine chronology. *Global and Planetary Change*, 59: 225-235.
- Solomina, O., Haeberli, W., Kull, C. & Wiles, G., 2008. Historical and Holocene glacier-climate variations: General concepts and overview. *Global and Planetary Change*, 60: 1-9.
- Steig, E.J., Brook, E.J., White, J.W.C., Sucher, C.M., Bender, M.L., Lehman, S.J., Morse, D.L., Waddington, E.D. & Clow, G.D., 1998. Synchronous Climate Changes in Antarctica and the North Atlantic. *Science*, 282: 92-95.
- Steinmann, G., 1929. *Geologie von Peru*. Karlwinter, Heilderberg (Deutschland), 448 pp.
- Stern, R.C., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting *Revista Geológica de Chile*, 31, No. 2: 161-206.
- Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research*, 105: 23753-23759.
- Strahler, A.N. & Strahler, A.H., 1989. *Geografía Física*. Editorial Omega, Barcelona (España), 549 pp.

- Stuiver, M., Pearson, G.W. & Braziunas, T., 1986. Radiocarbon age calibration of marine samples back to 9000 cal yr BP. *Radiocarbon*, 28: 980-1021.
- Stute, M., Forster, M., Frischkorn, H., Serejo, A., Clark, J.F., Schlosser, P., Broecker, W.S. & Bonani, G., 1995. Cooling of Tropical Brazil (5°C) During the Last Glacial Maximum. *Science*, 269(5222): 379-383.
- Sun, D.Z. & Lindzen, R.S., 1993. Water vapor feedback and the ice age snowline record. *Annales Geophysicae*, 11: 204-215.
- Swenson, J., Beck, S. & Zandt, G., 2000. Crustal structure of the Altiplano from broadband regional waveform modeling: implications for the composition of thick continental crust. *Journal of Geophysical Research*, 105 No. B1: 607-621.
- Tassara, A. & Yáñez, G., 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista Geológica de Chile*, 30(2): 159-186.
- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, H. & Morales Amao, B., 1984. El Niño-Southern Oscillation events recorded in the stratigraphy of the Tropical Quelccaya Ice Cap. *Science*, 22: 50-53.
- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E.E., Dansgaard, W. & Grootes, P.M., 1986. The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap. *Science*, 234: 361-364.
- Thompson, L.G., 1992. Quelccaya Ice Core Database. IGBP PAGES/World Data Center-A for Paleoclimatology Data Contribution Series # 92-008. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program. Boulder (EEUU).
- Thompson, L.G., Thompson-Mosley, E., Davis, M.E., Lin, P.-N., Henderson, K.A., Cole-Dai, J., Bolzan, J.F. & Liu, K.-b., 1995a. Late glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. *Science*, 269: 46-50.
- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Bolzan, J.F. & Koci, B.R., 1995b. A 1500 year record of tropical precipitation recorded in ice cores from the Quelccaya Ice Cap, Peru. *Science*, 229: 971-973.
- Thompson, L.G., Davis, M., Mosley-Thompson, E., Sowers, T.A., Henderson, K.A., Zagorodnov, V.S., Lin, P.N., Mikhalev, V.N., Campen, R.K., Bolzan, J.F., Cole-Dai, J. & Francou, B., 1998. A 25,000 year tropical climate history from Bolivian ice cores. *Science*, 282: 1858-1864.
- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E. & A., H.K., 2000. Ice-core palaeoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum. *Journal of Quaternary Science*, 15 (4): 377-394.
- Thorn, C.E. & Hall, K., 1980. Nivation: an arctic-alpine comparison and reappraisal. *Journal of Glaciology*, 25: 109-124.
- Thorn, C.E., 1988. Nivation: a Geomorphic Chimera. En: M.J. Clark (Editor), *Advances in Periglacial Geomorphology*. John Wiley & Sons Ltd, Londres (R. U.), pp. 3-31.
- Thornburg, T. & Kulm, L.D., 1987. Sedimentation in the Chile Trench: Depositional morphologies, lithofacies, and stratigraphy. *Geological Society of America, Bulletin*, 98: 33-52.
- Thorpe, R.S., 1984. The tectonic setting of active Andean volcanism. In *Andean magmatism: Chemical and Isotopic Constraints*. Shiva Geological Series, Shiva Publications, Nantwich (U.K.), 4-8 pp.
- Thouret, J.C., Davila, J. & Eissen, J.P., 1999. Largest explosive eruption in historical times in the Andes at Huaynaputina volcano, AD 1600, Southern Peru. *Geology*, 27 (5): 435-43.
- Thouret, J.C., Finizola, A., Fornary, M., Suni, J. & Frechen, M., 2001. Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 113, N° 12: 593-610.

- Thouret, J.C., Juvigne, E., Mariño, J., Moscol, M., Loutsch, I., Dávila, J., Legeley-Padovani, A., Lamadon, S. & Rivera, M., 2002. Late Pleistocene and Holocene tephrostratigraphy and chronology in southern Perú. *Sociedad Geológica del Perú*, 93: 45-61.
- Thouret, J.C., Mamani, M., Wörner, G., Paquereau-Lebti, P., Gerbe, M.C., Delacour, A., Rivera, M., Cacya, L., Mariño, J. & Singer, B., 2008. Neogene ignimbrites and volcanic edifices in southern Peru: Stratigraphy and time-volume-composition relationships, 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008), Niza (Francia), pp. 545-548.
- Ticona, P., Sánchez, A., Romero, D. & Cruz, M., 2002. El cañón del Colca (Arequipa-Perú): evolución geomorfológica y estratigrafía. En: S.G.d. Perú (Editor), XI Congreso Peruano de Geología, Lima (Perú).
- Tosdal, R.M., Farrar, E. & Clark, A.H., 1984. K-Ar geochronology of the late cenozoic volcanic rocks of the Cordillera Occidental, southernmost Peru. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 10 (1-3): 157-173.
- Troll, C., 1929. Die Cordillera Real. *Geschaften Erdk. Z. Geschaften Erdk*, Berlin (Deutschland), 279-312 pp.
- Twidale, C.R., 1971. Structural landforms. MIT Press, Cambridge (U.K.).
- Twidale, C.R., 1982. Granite landforms. Elsevier, Amsterdam (Netherland), 372 pp.
- Úbeda, J., Alcalá, J. & Palacios, D., 2006. Máximo avance glaciario y fases de deglaciación del complejo volcánico Nevado Coropuna (Arequipa-Perú): estado actual de la investigación (póster). En: S.G.d. Perú (Editor), XIIIº Congreso Peruano de Geología, Lima (Perú).
- Úbeda, J., 2007. Caracterización Geomorfológica del sector septentrional de la Zona Volcánica Central de los Andes Centrales. Planteamiento de un caso de estudio: el sistema glaciario del complejo volcánico Nevado Coropuna. Trabajo de investigación para la obtención del Diploma de Estudios Avanzados, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 312 pp.
- Úbeda, J., Palacios, D. & Vázquez, L., 2008. Metodología para analizar la evolución de los glaciares del Nevado Coropuna (15°31'S 72°39'O, 6.377 m.) empleando Sistemas de Información Geográfica y dataciones absolutas obtenidas por métodos cosmogénicos (<sup>36</sup>Cl). En: S.G.d. Perú (Editor), XIII Congreso Latinoamericano de Geología, (Lima).
- Van Der Hammen, T., 1974. The Pleistocene Changes of vegetation and climate in tropical South America. *Journal of Biogeography*, 1: 3-26.
- Victor, P., Oncken, O. & Glodny, J., 2004. Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21°S (northern Chile). *Tectonics*, 23, No. 4.
- Visser, P.C., 1938. Wissenschaftliche Ergebnisse der Niederländischen Expeditionen in den Karakorum und die angrenzenden Gebiete in den Jahren 1922-1935 II Glaziologie, Leiden (Netherland), 216 pp.
- Vörösmarty, C.J., Routhier, M., Wright, A., Baker, T., Fernandez-Jauregui, C.A. & Donoso, M.C., 1998. Regional Hydrometeorological Data Network for South America, Central America, and the Caribbean (R-HydroNET v1.0). Disponible en el sitio: <http://www.r-hydronet.sr.unh.edu/>.
- Vuille, M., 1999. Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology*, 19: 1579-1600.
- Vuille, M., Bradley, R.S. & Keimig, F.T., 2000. Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 105: 12447-12460.
- Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B.G. & Bradley, R.S., 2008. Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. *Earth-Science Reviews*, 89: 79-96.



- Wagnon, P., Ribstein, P., Francou, B. & Pouyaud, B., 1999. Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 104 (D4): 3907-3923.
- Walker, G., 1928. *World Weather*. American Meterological Society, 56 (5).
- Walker, G., 1973. Explosive volcanic eruptions-a new classification scheme. *Geologische Rundschau*, 62: 431-446.
- Walker, D. & Fleney, J.R., 1979. Late Quaternary vegetational history of the Enga Providence of Upland Papua New Guinea. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 286: 265-344.
- Webster, P.J. & Streten, N.A., 1978. Late Quaternary Ice Age climates of tropical Australasia: interpretations and reconstructions. *Quaternary Research*, 10: 289-309.
- Weibel, M. & Fejer, Z., 1977. El Nevado Coropuna, Departamento de Arequipa. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 57-58: 87-98.
- Wilson, J. & García, W., 1962. *Geología de los cuadrángulos de Pachía y Palca*, 4. Serie A. Comisión de la Carta Geológica Nacional, Lima (Perú).
- Winckler, G., Anderson, R.F. & Schlosser, P., 2005. Equatorial Pacific productivity and dust flux during the Mid-Pleistocene climate transition. *Paleoceanography*, 20(4).
- Wright, H.E., 1983. Late-Pleistocene glaciation and climate around the Junin Plain, central Peruvian highlands. *Geografiska Annaler*, 65A: 35-43.
- Wright, H.E., 1984. Late glacial and late Holocene moraines in the Cerros Cuchpanga, central Peru. *Quaternary Research*, 21: 275-285.
- Wright, J.D., 2000. Global climate change in Marine Stable Isotope Records. En: J. Stratton Noller, J.M. Sowers and W.R. Lettis (Editores), *Quaternary Geochronology, Methods and Applications*. American Geophysical Union, Washington (EEUU), pp. 427-433.
- Yamashita, M., Stephens, L.D. & Patterson, H.W., 1966. Cosmic-ray-produced neutrons at ground level: Neutron production rate and flux distribution. *Journal of Geophysical Research*, 71: 3817-3834.
- Yiou, F., Raisbeck, G.M., Bours, D., Loriaux, C. & Barkow, N.I., 1985.  $^{10}\text{Be}$  in ice at Vostok Antarctica during the last climate cycle. *Nature*, 316: 616-617.
- Yokoyama, Y., Reyss, J.L. & Guichard, F., 1977. Production of radionuclides by cosmic rays at mountain altitudes. *Earth and Planetary Science Letters*, 36: 44-50.
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P. & Fifield, K.L., 2000. Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, 406: 713-716.
- Zech, R., Kull, C., Kubik, P.W. & Veit, H., 2007. LGM and Late Glacial glacier advances in the Cordillera Real and Cochabamba (Bolivia) deduced from  $^{10}\text{Be}$  surface exposure dating. *Climate of the Past Discussions*, 3: 839-869.
- Zech, R., May, J.-H., Kull, C., Ilgner, J., Kubik, P.W. & Veit, H., 2008. Timing of the late Quaternary glaciation in the Andes from  $\sim 15^\circ$  to  $40^\circ\text{S}$ . *Journal of Quaternary Science*, 23 (6-7): 635-647.
- Ziegler, A.M., Barret, S.F. & Scotese, C.R., 1981. Paleoclimate, sedimentation and continental accretion. *Royal Society of London Philosophical Transactions, Series A*, Vol. 301: 253-264.
- Zreda, M.G., Phillips, F.M. & Smith, S.S., 1990. *Cosmogenic  $^{36}\text{Cl}$  dating of Geomorphic Surfaces*, New Mexico (EEUU).
- Zreda, M.G., Phillips, F.M., Elmore, D., Kubik, P.W., Sharma, P. & Dorn, R.I., 1991. Cosmogenic  $^{36}\text{Cl}$  production rates in terrestrial rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 105: 94-109.
- Zreda, M.G., 1994. *Development of the Cosmogenic  $^{36}\text{Cl}$  Surface Exposure Dating Method and its Application to the Chronology of Late Quaternary Glaciations*. Tesis doctoral, University of New Mexico, Albuquerque (EEUU).

- Zreda, M.G. & Phillips, F.M., 1994. Surface exposure dating by cosmogenic chlorine-36 accumulation. En: C. Beck (Editor), *Dating in Exposed and Surface Contexts*. University of New Mexico Press, Albuquerque (EEUU), pp. 161-183.
- Zreda, M.G., Phillips, F.M. & Elmore, D., 1994. Cosmogenic  $^{35}\text{Cl}$  accumulation in unstable landforms 2, simulations and measurements on eroding moraines. *Water Resources Research*, 30: 3127-3136.
- Zreda, M.G. & Phillips, F.M., 2000. Cosmogenic Nuclide Buildup in Surficial Materials. En: J. Stratton Noller, J.M. Sowers and W.R. Lettis (Editores), *Quaternary Geochronology, Methods and Applications*. American Geophysical Union, Washington (EEUU), pp. 61-76.

## ÍNDICE DE FIGURAS

### CAPÍTULO 1

<b>Figura 1.1:</b> regionalización de la cordillera de los Andes.....	21
<b>Figura 1.2:</b> unidades estructurales del Oroclinal Boliviano.....	22
<b>Figura 1.3:</b> localización de los principales centros volcánicos cuaternarios de la cordillera occidental, en la región de Arequipa, al Sur de Perú.....	23
<b>Figura 1.4:</b> fotografía del Nevado Coropuna realizada con una cámara convencional desde la estación espacial internacional.....	24
<b>Figura 1.5:</b> panorámica de un barján, en un campo de dunas junto a la carretera panamericana.....	27
<b>Figura 1.6:</b> vista de un arrozal al atardecer, en el fondo del valle del Majes.....	27
<b>Figura 1.7:</b> panorámica del valle del Majes, con las cumbres del Nevado Coropuna en el horizonte.....	27
<b>Figura 1.8:</b> depósitos laháricos y aluviones fluviales en un cantil, cerca de Aplao, a 645 m de altitud.....	28
<b>Figura 1.9:</b> bloque diagrama de la región del Nevado Coropuna, elaborado mediante la superposición sobre el modelo digital del terreno de una imagen del satélite LANDSAT 7 registrada el 12-11-2002.....	29
<b>Figura 1.10:</b> definición de las fases de avance de los paleoglaciares en la quebrada Santiago, basada en la interpretación de las formas morrénicas cartografiadas (Úbeda, 2007; Úbeda et al., 2006) .....	31
<b>Figura 1.11:</b> modelo del impacto del cambio climático en la evolución de un glaciar, en el que se basan las hipótesis de la investigación.....	33
<b>Figura 1.12:</b> estructuración del trabajo de investigación, en cinco etapas.....	34

### CAPÍTULO 2

<b>Figura 2.1:</b> diagrama de flujos explicando la metodología empleada en el capítulo 2.....	40
<b>Figura 2.2:</b> contexto tectónico del margen de colisión continental del fondo del Pacífico y Suramérica.....	45
<b>Figura 2.3:</b> zonas sin vulcanismo y zonas volcánicas de la cordillera de los Andes, con indicación de las dorsales oceánicas que distorsionan la geometría de la subducción. ....	46



<b>Figura 2.4:</b> contexto tectónico de la cordillera de los Andes.....	47
<b>Figura 2.5:</b> sismicidad en Suramérica y las dorsales propagantes entre 1975 y 1995. Fuente: <i>United States Geological Service Nacional Earthquake Information Center</i> , en GIS-ANDES ( <a href="http://www.gisandes.brgm.fr">www.gisandes.brgm.fr</a> ).....	48
<b>Figura 2.6:</b> modelo tridimensional del plano de subducción de la placa de Naca.....	48
<b>Figura 2.7:</b> aporte de material cortical a la fosa oceánica por erosión superficial y erosión por subducción.....	49
<b>Figura 2.8:</b> secuencia de pulsos tectónicos del ciclo andino desde el Senoniense (Benavides-Cáceres, 1999).....	50
<b>Figura 2.9:</b> localización de los casos representativos de los ciclos de incisión fluvial y relleno de los valles, en los tramos altos, y formación de llanuras y terrazas fluviales, en el tramo medio del eje fluvial Colca-Majes.....	52
<b>Figura 2.10:</b> imagen de satélite del valle alto del Colca aguas arriba de la localidad de Chivay.....	53
<b>Figura 2.11:</b> vista del tramo del Colca entre Canocota y Chivay.....	54
<b>Figura 2.12:</b> panorámica de los frentes de las coladas de lava de Pampa Finaya y Sacsay Huaman.....	54
<b>Figura 2.12:</b> vista del cañón del Colca desde el mirador del Cóndor, junto a la carretera de Huambo a Chivay.....	53
<b>Figura 2.14:</b> confluencia del Valle de los Volcanes con el cañón del Colca. Fotografía realizada por el profesor Douglas Bourbank (Universidad de Santa Bárbara, EEUU).....	56
<b>Figura 2.15:</b> panorámica de la desembocadura del río Capiza en el Colca, al SE del Nevado Coropuna.....	57
<b>Figura 2.17:</b> incisión del río Cotahuasi en los depósitos ignimbríticos del deslizamiento que rellenó el fondo del valle.....	58
<b>Figura 2.18:</b> panorámica de la cicatriz generada en el altiplano por el deslizamiento de Cotahuasi.....	59
<b>Figura 2.19:</b> panorámica del sector inferior de los depósitos del deslizamiento de Cotahuasi.....	59
<b>Figura 2.20:</b> imagen de satélite del deslizamiento de Cotahuasi.....	59
<b>Figura 2.21:</b> imagen de satélite de los deslizamientos que afectan al borde meridional del altiplano sobre el que se levanta el complejo volcánico Nevado Coropuna.....	60

<b>Figura 2.22:</b> panorámica del deslizamiento de Chuquibamba (figura 2.21-2) desde el borde del altiplano.....	61
<b>Figura 2.23:</b> fotografía aérea oblicua del deslizamiento de Chuquibamba (figura 2.21-2)....	61
<b>Figura 2.24:</b> perfil topográfico de los Andes Centrales mostrando las tendencias regionales de las ELAs actuales y las paleoELAs durante el LGM.....	63
<b>Figura 2.25:</b> mapa de anomalías gravimétricas de los Andes Centrales. Modificado de GIS-ANDES ( <a href="http://www.gisandes.brgm.fr">www.gisandes.brgm.fr</a> ).....	64
<b>Figura 2.26:</b> perfil gravimétrico de los Andes Centrales.....	65
<b>Figura 2.27:</b> imagen de satélite del complejo volcánico Nevado Coropuna.....	69
<b>Figura 2.28:</b> vista área oblicua virtual de la vertiente septentrional del Nevado Coropuna...	69
<b>Figura 2.29:</b> panorámica del altiplano oriental del Nevado Coropuna desde el Cerro Pucaylla (5238 m).....	69
<b>Figura 2.30:</b> panorámica del complejo Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca desde el altiplano de Pata Pampa.....	70
<b>Figura 2.31:</b> retazos de pulimento glaciario en la superficie de un lava del altiplano de Pata Pampa.....	70
<b>Figura 2.32:</b> imagen de satélite del altiplano de Pata Pampa.....	71
<b>Figura 2.33:</b> panorámica del circo glaciario señalado en la figura 2.28 con el número 4.....	71
<b>Figura 2.34:</b> panorámica del sector oriental del altiplano de Pata Pampa.....	72
<b>Figura 2.35:</b> panorámica del sector occidental altiplano de Pata Pampa.....	72
<b>Figura 2.36:</b> distribución del vulcanismo neógeno en la cordillera de los Andes (Stern, 2004).....	73
<b>Figura 2.37:</b> fotografías del volcán Ubinas emitiendo fumarolas, realizadas desde el campamento de la vertiente septentrional del Misti, a 5000 m de altitud.....	73
<b>Figura 2.38:</b> esquema estructural de la Zona Volcánica Central de los Andes.....	74
<b>Figura 2.39:</b> mapa de la Zona Volcánica Central de los Andes.....	75
<b>Figura 2.40:</b> variación de la temperatura de fusión del magma en función de su contenido en humedad, para un valor de presión fijo.....	76
<b>Figura 2.41:</b> propiedades de magmas máficos, intermedios y félsicos.....	77
<b>Figura 2.42:</b> evolución de una cámara magmática durante una erupción (modificado de Martí 2003).....	81

<b>Figura 2.43:</b> modelo regional de las intrusiones magmáticas.....	83
<b>Figura 2.44:</b> procesos endógenos característicos de las erupciones explosivas. Modificado de Martí (2003).....	85
<b>Figura 2.45:</b> esquema de clasificación de erupciones volcánicas.....	86
<b>Figura 2.46:</b> modelo de una erupción stromboliana. Modificado de Martí (2003).....	87
<b>Figura 2.47:</b> imagen de satélite de la parte media del Valle de los Volcanes. El fondo de la fosa tectónica aparece recubierto por coladas de lava y salpicado por conos de piroclásticos. En el centro se distingue por su color rojizo el cráter del volcán Chilcayoc Grande, que se presenta en la fotografía de la figura 2.48.....	88
<b>Figura 2.48:</b> cono monogenético stromboliano Chilcayoc Grande (3200 m) rodeado de lavas fisurales, en el fondo de la fosa tectónica del Valle de los Volcanes.....	88
<b>Figura 2.49:</b> panorámica del valle de los Volcanes en la que se han señalado dos conos volcánicos monogenéticos. Las rocas que aparecen en primer plano forman parte del recubrimiento de brechas de las coladas de lava que rellenan el fondo de la fosa tectónica...	89
<b>Figura 2.50:</b> detalle de cenizas y lapilli volcánico en un suelo del Valle de los Volcanes.....	89
<b>Figura 2.51:</b> imagen de satélite del complejo monogenético de Pampa Uchapampa, con indicación de la localización de cuatro conos volcánicos: Cerro Marbas Grande (3825 m), Cerro Marbas Chico SO (4133 m), Cerro Marbas Chico NE (4110 m) y Cerro de Llajuapampa (4315 m). Las coladas de lava emitidas por esos volcanes se encauzan valle abajo hacia los cortados que dan al cañón del Colca, en su confluencia con el Valle de los Volcanes, al NE del área comprendida por la imagen de satélite.....	90
<b>Figura 2.52:</b> vista panorámica del cono monogenético Cerro Marbas Chico NE, señalado en la figura 2.51 con el número 3.....	90
<b>Figura 2.53:</b> vista panorámica del cono monogenéticos Cerro Llajuapampa, indicado en la figura 2.51 con el número 4.....	90
<b>Figura 2.54:</b> imagen de satélite de la cabecera del valle del Sigwas en la que se ha señalado la localización de los conos monogenéticos que se presentan en la figura 2.55.....	91
<b>Figura 2.55:</b> vistas de los conos monogenéticos señalados en la figura 2.54 con los números 1 y 2. El de la derecha (1) es un cono abierto en forma de herradura y el de la izquierda (2) un cono cerrado. Aunque se distinguen con menor claridad que en los casos del Valle de los Volcanes y Pampa Uchapampa, también en este caso los conos de piroclastos están rodeados por coladas de lava que se encauzan valle abajo.....	91
<b>Figura 2.56:</b> imagen de satélite del valle medio del Sigwas, con indicación del sentido de flujo de la colada de lava que rellena el fondo del valle hasta la aldea Lluclla (figura 2.57)...92	92
<b>Figura 2.57:</b> colada de lava que rellena el fondo del valle del Sigwas, señalada en la imagen de satélite de la figura 2.56. Los derrames de lava se encauzan por el fondo del valle desde su cabecera hasta esta posición.....	92



<b>Figura 2.58:</b> modelo de una erupción vulcaniana. Modificado de Martí (2003).....	93
<b>Figura 2.59:</b> cráter interior del Misti.....	94
<b>Figura 2.60:</b> panorámica del cráter interno del Misti desde la cresta del cono vulcaniano que lo rodea.....	94
<b>Figura 2.61:</b> bloque lanzado con trayectoria balística por una erupción vulcaniana, desde la cumbre del edificio oriental del Nevado Coropuna.....	95
<b>Figura 2.62:</b> bloque arrojado con trayectoria balística durante la misma erupción que el de la figura 2.61.....	95
<b>Figura 2.63:</b> panorámica de la colada de lava holocena de la quebrada Cospanja, en el sector SE del complejo volcánico Nevado Coropuna.....	96
<b>Figura 2.64:</b> superficie de la colada de lava holocena de la quebrada Cospanja (figura 2.63).....	96
<b>Figura 2.65:</b> superficie de la colada de lava holocena de la quebrada Cospanja (figura 2.63).....	96
<b>Figura 2.66:</b> modelo de una erupción peleana.....	97
<b>Figura 2.67:</b> depósitos de nubes ardientes en la quebrada San Lázaro (vertiente Sur del Misti).....	97
<b>Figura 2.68:</b> modelo de una erupción pliniana, modificado de Martí (2003).....	98
<b>Figura 2.69:</b> panorámica de los cráteres del Misti.....	98
<b>Figura 2.70:</b> terrazas de cultivo abandonadas en el valle del Sigwas cubiertas por una capa de cenizas.....	100
<b>Figura 2.71:</b> depósitos de pumitas.....	101
<b>Figura 2.72:</b> depósitos de pumitas.....	101
<b>Figura 2.73:</b> depósitos de pumitas.....	101
<b>Figura 2.74:</b> depósitos de pumitas.....	101
<b>Figura 2.75:</b> cantera excavada en los depósitos ignimbríticos del sillar de Arequipa.....	103
<b>Figura 2.76:</b> detalle de un bloque de sillar de Arequipa, en una pared del aeropuerto de la ciudad.....	103
<b>Figura 2.77:</b> iglesia del barrio de Yanahuara.....	104
<b>Figura 2.78:</b> catedral de Arequipa.....	104

<b>Figura 2.79:</b> vista de uno de los arrabales de la ciudad de Arequipa.....	104
<b>Figura 2.80:</b> imagen de satélite del sector de la región del Nevado Coropuna donde se encuentran Arequipa y los volcanes que rodean el emplazamiento de la ciudad.....	105
<b>Figura 2.81:</b> frente de alteración en ignimbritas, al SO del Nevado Coropuna. Fotografía realizada por el profesor Douglas Bourbank (Universidad de Santa Bárbara, EEUU).....	106
<b>Figura 2.82:</b> origen de los berrocales ignimbríticos.....	106
<b>Figura 2.83:</b> imagen de satélite del valle medio y alto del Colca.....	107
<b>Figura 2.84:</b> modelo evolutivo de la evolución de la caldera volcánica gigante disectada por el Colca.....	108
<b>Figura 2.85:</b> coladas de lava y lahares sinvolcánicos de época holocena detectados en el Nevado Coropuna.....	112
<b>Figura 2.86:</b> canal lahárico en la quebrada Cospanja.....	113
<b>Figura 2.87:</b> vista panorámica del canal lahárico de la quebrada Cospanja.....	113
<b>Figura 2.88:</b> brechificación de las coladas de lava.....	114
<b>Figura 2.89:</b> abrasión glaciaria de la superficie de las coladas de lava.....	115
<b>Figura 2.90:</b> colada de lava de la quebrada Queñua Ranra completamente recubierta de brechas.....	116
<b>Figura 2.91:</b> colada de lava de la quebrada Cospanja con su superficie limpia de brechas.....	116
<b>Figura 2.92:</b> pulimento y estrías glaciares en la superficie de una colada de lava de la quebrada Cospanja.....	117
<b>Figura 2.93:</b> surcos y acanaladuras grabados por las masas de hielo en la superficie de una colada de lava empleando la carga de fondo que transportaban, que aparece depositada encima del lecho.....	117
<b>Figura 2.94:</b> temperatura media de la superficie del mar en los océanos de la Tierra.....	119
<b>Figura 2.95:</b> distribución altitudinal de la temperatura de la troposfera inferior sobre el Pacífico suroriental (Johnson, 1976).....	119
<b>Figura 2.96:</b> mar de nubes sobre la ciudad de Lima.....	119
<b>Figura 2.97:</b> Zona de Convergencia Intertropical y centros de altas y bajas presiones en enero y julio.....	120
<b>Figura 2.98:</b> distribución mensual de la precipitación en Suramérica en enero y julio.....	121

<b>Figura 2.99:</b> temperatura de la superficie del Océano Pacífico en enero de 1997, noviembre de 1997 y marzo de 1998, durante el evento ENSO ocurrido entre 1997 y 1998. La temperatura se representa con una gama de colores azules, verdes, amarillos y rojos.....	123
<b>Figura 2.100:</b> anomalías de la temperatura de la superficie del mar durante el evento ENSO que tuvo lugar entre 1997 y 1998. Los valores medios se representan con colores azules y sus desviaciones con una gama de verdes, amarillos y rojos.....	123
<b>Figura 2.101:</b> localización de las estaciones de San Juan (1) y Trinidad (2).....	124
<b>Figura 2.102:</b> temperatura media mensual y promedio anual en las estaciones de San Juan y Trinidad. Elaborado con datos del sitio: <a href="http://www.r_hydronet.sr.unh.edu">http://www.r_hydronet.sr.unh.edu</a> (Vörösmarty et al., 1998).....	125
<b>Figura 2.103:</b> precipitación total mensual media y promedio anual en las estaciones de San Juan y Trinidad. Elaborado con datos del sitio: <a href="http://www.r_hydronet.sr.unh.edu">http://www.r_hydronet.sr.unh.edu</a> (Vörösmarty et al., 1998).....	125
<b>Figura 2.104:</b> situación de las estaciones de los transectos.....	126
<b>Figura 2.105:</b> temperatura media mensual y promedio anual en las estaciones del transecto septentrional. Elaborado con datos del sitio: <a href="http://www.r_hydronet.sr.unh.edu">http://www.r_hydronet.sr.unh.edu</a> (Vörösmarty et al., 1998).....	127
<b>Figura 2.106:</b> precipitación total mensual media y promedio anual en las estaciones del transecto septentrional. Elaborado con datos del sitio: <a href="http://www.r_hydronet.sr.unh.edu">http://www.r_hydronet.sr.unh.edu</a> (Vörösmarty et al., 1998).....	128
<b>Figura 2.107:</b> precipitación total mensual media y promedio anual en las estaciones del transecto meridional. Elaborado con datos del sitio: <a href="http://www.r_hydronet.sr.unh.edu">http://www.r_hydronet.sr.unh.edu</a> (Vörösmarty et al., 1998).....	128
<b>Figura 2.108:</b> situación de las estaciones seleccionadas para evaluar las tendencias regionales de la aridez.....	129
<b>Figura 2.109:</b> diagramas bioclimáticos de La Paz-El Alto, Chacaltaya y Arequipa.....	130
<b>Figura 2.110:</b> diagramas bioclimáticos de Angostura y Charana.....	131
<b>Figura 2.111:</b> localización de las fotografías que se expondrán en las páginas siguientes como ejemplo de los pisos bioclimáticos.....	133
<b>Figura 2.112:</b> tabla-resumen de las características de los pisos bioclimáticos.....	133
<b>Figura 2.113:</b> vista del área de cumbres del edificio SO del complejo volcánico Nevado Coropuna (6330 m) desde la cabecera del glaciar Tuailqui (5750 m). Fotografía realizada por Alejo Cochachín (Instituto de Glaciología y Recursos Hídricos de Huaraz).....	134



<b>Figura 2.114:</b> panorámica de los glaciares de la quebrada Tuailqui desde la posición en la que se realizó la fotografía de la figura 2.113. La flecha señala la silueta de una persona, a modo de escala.....	134
<b>Figura 2.115:</b> frente de un glaciar de la quebrada Queñua Ranra (NE del Nevado Coropuna), a 5700 m de altitud.....	135
<b>Figura 2.116:</b> vista de la cabecera de la quebrada Pallarcocha, en la vertiente Oeste del Nevado Coropuna, desde una altitud de 5000 m. Al fondo aparecen los dos edificios occidentales del complejo volcánico, con cotas culminantes a 6377 y 6350 m sobre el nivel del mar.....	135
<b>Figura 2.117:</b> en primer plano, comunidad de apiáceas y gramíneas de los géneros <i>Azorella</i> y <i>Stipa</i> , taxones bioindicadores del piso bioclimático supraforestal. Al fondo, los glaciares de la cabecera de la quebrada Pallarcocha que aparecen en la figura 2.116. Fotografía realizada a 4500 m de altitud.....	136
<b>Figura 2.118:</b> detalle de hojas y flores de <i>Azorella compacta</i> (yareta).....	136
<b>Figura 2.119:</b> manchas de queñuales en el altiplano occidental del Nevado Coropuna, a 3850 m de altitud.....	137
<b>Figura 2.120:</b> ejemplar bien desarrollado de <i>Polylepis sp</i> (queñua).....	137
<b>Figura 2.121:</b> sistema de abanicos cortados por cauces parafluviales colonizados por geófitos y cactáceas, junto a la carretera de Aplao a Viraco, a 2250 m de altitud.....	138
<b>Figura 2.122:</b> cactáceas sobre las coladas de lava que rellenan el fondo del valle de los volcanes, junto a su confluencia con el cañón del Colca, a 1700 m de altitud.....	138
<b>Figura 2.123:</b> grupo de barjanes en Pamapa Majes, junto a la carretera panamericana, a 1100 m de altitud.....	139
<b>Figura 2.124:</b> paisaje desértico y absolutamente árido de la costa del Pacífico, junto a la carretera de Quilca, bajo el típico mar de nubes que delimita el nivel altitudinal de la inversión térmica.....	139
<b>Figura 2.125:</b> cuadro de equivalencias entre pisos bioclimáticos y pisos morfoclimáticos.....	140
<b>Figura 2.126:</b> características de los pisos morfoclimáticos de la región del Nevado Coropuna. Inspirado en Muñoz (1995) y las evidencias geomorfológicas detectadas en el trabajo de campo y en el laboratorio.....	142
<b>Figura 2.127:</b> geoindicadores de los pisos morfoclimáticos de la región del Nevado Coropuna. Inspirado en Muñoz (1995) y las evidencias geomorfológicas detectadas en el trabajo de campo y en el laboratorio.....	143
<b>Figura 2.128:</b> canales de debris flow en la quebrada Molinos, descendiendo hasta una altitud de 4600 m.....	145

<b>Figura 2.129:</b> canales de debris flow en la quebrada Pampamarca. Fotografía realizada a 3200 m de altitud.....	145
<b>Figura 2.130:</b> canales de debris flow y taludes de gravedad en un cortado abierto por la incisión fluvial en los depósitos del deslizamiento de Chuquibamba, a 1700 m de altitud.....	145
<b>Figura 2.131:</b> superficie de una colada de lava con pulimento glaciario, junto a la laguna Pallarcocha (4750 m), en la vertiente occidental del Nevado Coropuna.....	146
<b>Figura 2.132:</b> bloque de lava con estrías glaciares en el sector oriental del altiplano sobre el que se levanta el Nevado Coropuna. Fotografía realizada a 4900 m de altitud.....	146
<b>Figura 2.133:</b> umbral de salida de la laguna Pallarcocha (4750 m), en la vertiente Oeste del Nevado Coropuna.....	147
<b>Figura 2.134:</b> detalle de la superficie del umbral de salida de la laguna Pallarcocha, que presenta pulimento, estrías, surcos y acanaladuras generados por las masas de hielo mediante el arrastre de su carga de fondo. Como puede apreciarse en la fotografía cuando el paleoglaciario se retiró parte de su carga quedó depositada sobre el lecho.....	147
<b>Figura 2.135:</b> morrenas laterales generadas por el último máximo avance de las masas de hielo en la quebrada Santiago (cuadrante NE del Nevado Coropuna). Montaje de fotografías realizadas a 4871 m de altitud.....	148
<b>Figura 2.136:</b> morrenas laterales formadas durante el último avance de los paleoglaciares en la quebrada Queñua Ranra, inmediatamente al Este de la quebrada Santiago. Fotografía realizada a 5820 m de altitud.....	148
<b>Figura 2.137:</b> morrena frontal depositada en la cabecera de la quebrada Queñua Ranra por el último avance de los paleoglaciares, a 5400 m de altitud.....	148
<b>Figura 2.138:</b> manto morrénico de ablación depositado por la deglaciación de los glaciares en la cabecera de la quebrada Tuailqui (sector SO del Nevado Coropuna). Fotografía realizada a 5450 m de altitud.....	149
<b>Figura 2.139:</b> panorámica de los glaciares de la cabecera de la quebrada Tuailqui, al SO del Nevado Coropuna, en la que se ha señalado la posición del campamento que aparece en primer plano en la figura 2.138.....	149
<b>Figura 2.140:</b> <i>thufur</i> en el circo Maimeja (5000 m), al Este del complejo Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca (que aparece en el horizonte en la parte superior izquierda de la fotografía).....	150
<b>Figura 2.141:</b> <i>thufur</i> en el fondo de valle de la quebrada Santiago (4800 m), en el sector NE del Nevado Coropuna.....	150
<b>Figura 2.142:</b> panorámica de una forma originada por el levantamiento de lajas de roca por crioturbación en una depresión localizada a 4900 m de altitud, en la vertiente oriental del Nevado Coropuna. Como referencia de la magnitud de la forma se señala la silueta de dos personas.....	151

<b>Figura 2.143:</b> vista en detalle de la unidad geomorfológica de la figura 2.14.....	151
<b>Figura 2.144:</b> conjunto de glaciares rocosos de la cabecera de la quebrada de la laguna de San Felipe, en un intervalo entre 4950 y 5000 m de altitud, al NE del Valle de los Volcanes.....	152
<b>Figura 2.145:</b> vista en detalle del mismo conjunto desde el frente inferior de los glaciares rocosos.....	152
<b>Figura 2.146:</b> <i>grèze litées</i> en un corte de la carretera de Chivay a Cabanaconde, a 3400 m de altitud, en la vertiente izquierda del valle del Colca (al Norte del complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca).....	153
<b>Figura 2.147:</b> <i>grèze litées</i> a 2750 m de altitud, en un corte de la carretera de Cotahuasi a Puica, en la vertiente izquierda del cañón del río Cotahuasi.....	153
<b>Figura 2.148:</b> laderas del valle glaciar de la laguna de San Felipe, completamente cubiertas de gelifractos, en un intervalo de altitud entre 4950 y 5000 m. En la parte derecha de la panorámica se encuentran los glaciares rocosos que se presentaron en las figuras 2.144 y 2.145.....	154
<b>Figura 2.149:</b> en la mitad izquierda de la fotografía, taludes de gelifractos cubriendo las escarpadas laderas del cráter exterior del Misti. Fotografía realizada a 5600 m de altitud desde la base exterior del cono vulcaniano que recubre el cráter interno, que aparece a la derecha con un color más oscuro.....	154
<b>Figura 2.150:</b> paisaje de berrocales ignimbríticos modelado por la arroyada concentrada en los mantos de alteración que se encuentran en el sector SO del complejo volcánico Nevado Coropuna. Fotografía realizada a 4600 m de altitud.....	155
<b>Figura 2.151:</b> cárcavas excavadas por la arroyada concentrada en un depósito piroclástico, a 2600 m de altitud, en la vertiente septentrional del Cañón del Colca, cerca de la localidad de Tapay.....	155
<b>Figura 2.152:</b> depósito caótico y heterométrico generado por la arroyada en manto en el valle medio del río Sigwas, a 1800 m de altitud.....	156
<b>Figura 2.153:</b> depósito generado por la arroyada en manto a 1625 m de altitud, algunos kilómetros valle abajo de la unidad que se ha presentado en la figura 2.152.....	156
<b>Figura 2.154:</b> duna adosada en una vertiente junto a la carretera panamericana, a 1400 m de altitud. Fotografía realizada por el profesor David Palacios (Universidad Complutense de Madrid).....	157
<b>Figura 2.155:</b> <i>ripples</i> sobre el lecho de un afluente del valle del Sigwas, a 1700 m de altitud.....	157
<b>Figura 2.156:</b> cartografía geomorfológica del complejo volcánico Nevado Coropuna.....	158
<b>Figura 2.157:</b> estratigrafía del complejo volcánico Nevado Coropuna.....	159
<b>Figura 2.158:</b> panorámica de los <i>planezes</i> del complejo Coropuna I.....	160



<b>Figura 2.159:</b> berrocal ignimbrítico generado por el desmantelamiento parcial del manto de alteración realizado por la arroyada concentrada, en el sector SO del complejo volcánico Nevado Coropuna. Fotografía realizada a 4600 m de altitud.....	161
<b>Figura 2.160:</b> vista de una cantera en la que se aprecia el manto de alteración de los depósitos ignimbríticos.....	161
<b>Figura 2.161:</b> vista del sector SE del complejo volcánico Nevado Coropuna.....	162
<b>Figura 2.162:</b> imagen de satélite de la colada de lava denominada Cerro Choetambo en la cartografía escala 1:100.000 del Instituto Geográfico Nacional de Perú.....	163
<b>Figura 2.163:</b> panorámica del frente de la colada de lava del cerro Choetambo.....	163
<b>Figura 2.164:</b> panorámica de la cabecera de la quebrada Viques, al SE del complejo Coropuna I, cuyas cumbres aparecen en la parte derecha de la imagen cubiertas de glaciares.....	164
<b>Figura 2.165:</b> domos traquidacíticos al SO de Mauca Llacta.....	164
<b>Figura 2.166:</b> imagen de satélite del complejo volcánico Nevado Coropuna con indicación de los centros volcánicos pliocuaternarios y las dataciones radiométricas realizadas por Olschusky & Dávila (1994).....	165
<b>Figura 2.167:</b> colada de lava holocena de la quebrada Queñua Ranra, en el cuadrante NE del Nevado Coropuna.....	166
<b>Figura 2.168:</b> detalle de un corte en la rampa proglaciar cubierta de piroclastos cartografiada en la vertiente septentrional del Nevado Coropuna, cuyo edificio NO aparece en el horizonte cubierto de hielo y nieve.....	167
<b>Figura 2.169:</b> bloque lanzado durante la erupción vulcaniana que emitió la colada de lava holocena de la quebrada Queñua Ranra.....	167
<b>Figura 2.170:</b> formas alomadas correspondientes a los arcos morrénicos cartografiados al NO de Viraco.....	168
<b>Figura 2.171:</b> formas morrénicas atribuidas al Último Máximo Glacial Regional y a fases neoglaciales en la quebrada Santiago.....	169
<b>Figura 2.172:</b> vista de la cabecera de la quebrada Queñua Ranra, en el cuadrante NE del Nevado Coropuna, en la que se indica la situación de un arco morrénico frontal correspondiente a la Pequeña Edad del Hielo, señalando como referencia de la escala la silueta de una persona que se encuentra en la cresta de la morrena. Fotografía realizada por Jesús Alcalá (Universidad Complutense de Madrid).....	170
<b>Figura 2.173:</b> arcos morrénicos frontales generados durante la Pequeña Edad del Hielo en la cabecera de la quebrada Pallarcocha (vertiente occidental del Nevado Coropuna).....	170

<b>Figura 2.174:</b> escarpes supraglaciares y glaciares rocosos en la cabecera de la quebrada Cospanja.....	171
<b>Figura 2.175:</b> taludes de gelifractos y conos de derrubios en la vertiente oriental de la quebrada Cospanja.....	171
<b>Figura 2.176:</b> depósitos laháricos en la quebrada Queñua Ranra.....	172
<b>Figura 2.177:</b> depósitos laháricos en el fondo del valle de la quebrada Cospanja.....	172
<b>Figura 2.178:</b> imagen de satélite del complejo volcánico Nevado Coropuna reclasificada mediante la aplicación de un índice de alteración hidrotermal.....	173
<b>Figura 2.179:</b> señales sísmicas detectadas en la localidad de Mauca Llacta el 4 de noviembre de 2008.....	174
<b>Figura 2.180:</b> panorámica del altiplano oriental del Nevado Coropuna.....	175
<b>Figura 2.181:</b> fuente hidrotermal de Pucaylla.....	175
<b>Figura 2.182:</b> termómetro instalado momentáneamente en el suelo, en un sector a la sombra junto a la fuente termal de Acopallpa, registrando una temperatura de 37,4°C.....	176
<b>Figura 2.183:</b> afloramiento de gases volcánicos en la fuente hidrotermal de Acollpa, que por esa causa presenta un aspecto burbujeante.....	176
<b>Figura 2.184:</b> fuente hidrotermal de Acopallpa, con abundante presencia de concreciones formadas por precipitación química.....	177

### CAPÍTULO 3

<b>Figura 3.1:</b> procedimiento para delimitar y medir las masas de hielo.....	196
<b>Figura 3.2:</b> instrumentos para delimitar y medir las masas de hielo en el sistema de información geográfica.....	196
<b>Figura 3.3:</b> procedimiento para crear la capa maestra de bandas altitudinales.....	197
<b>Figura 3.4:</b> instrumentos para crear la capa maestra de bandas altitudinales en el sistema de información geográfica. ....	197
<b>Figura 3.5:</b> procedimiento para crear la capa maestra de bandas altitudinales.....	198
<b>Figura 3.6:</b> instrumentos para crear la capa de bandas altitudinales de cada glaciar.....	198
<b>Figura 3.7:</b> instrumentos para medir las bandas altitudinales de los glaciares y exportar las bases de datos.....	199
<b>Figura 3.8:</b> procedimiento para generar dos modelos digitales del terreno en formato TIN y raster.....	199

<b>Figura 3.9:</b> operación de consulta sobre el modelo digital del terreno en formato raster.....	199
<b>Figura 3.10:</b> reconstrucción de la paleoELA AA en una hoja de cálculo.....	201
<b>Figura 3.11:</b> resumen de las ELAs glaciológicas (ELA $b_n$ ), los ratios AAR, el <i>Balance Ratio</i> , las ELAs geomorfológicas (para BR=1,1) y el desnivel entre las ELAs glaciológicas y geomorfológicas, en un grupo de glaciares actuales de los <i>McMurdo Dry Valleys</i> , en la Antártida (Krusic et al., 2009) .....	202
<b>Figura 3.12:</b> hojas de cálculo programadas para reconstruir las ELAs AABR.....	204
<b>Figura 3.13:</b> procedimiento para elaborar el modelo espacial de la ELA.....	206
<b>Figura 3.14:</b> instrumentos para delimitar los glaciares y generar el modelo digital del terreno en formato TIN.....	207
<b>Figura 3.15:</b> instrumentos para generar la topografía digital con 1 m de equidistancia.....	207
<b>Figura 3.16:</b> instrumentos para generar la curva de nivel con el valor de la ELA.....	208
<b>Figura 3.17:</b> instrumentos para seleccionar el segmento de la curva de nivel con el valor de la ELA comprendido dentro de los límites el glaciar.....	208
<b>Figura 3.18:</b> procedimiento para generar los modelos espaciales de las zonas de acumulación y ablación de los glaciares y medir sus superficies.....	209
<b>Figura 3.19:</b> instrumentos para generar en el sistema de información geográfica las capas de líneas que delimitaban las zonas de acumulación y ablación.....	210
<b>Figura 3.20:</b> instrumentos para generar las capas de líneas que delimitan las zonas de acumulación y ablación de los glaciares con segmentos independientes.....	210
<b>Figura 3.21:</b> instrumentos para generar las capas de polígonos que delimitan las zonas de acumulación y ablación de los glaciares.....	211
<b>Figura 3.22:</b> instrumentos utilizados unificar y medir las capas de polígonos que delimitan las zonas de acumulación y ablación de los glaciares, obteniendo su modelo espacial.....	211
<b>Figura 3.23:</b> procedimiento para reconstruir los límites y la paleotopografía de las masas de hielo desaparecidas.....	212
<b>Figura 3.24:</b> reconstrucción de la paleotopografía del territorio.....	214
<b>Figuras 3.25:</b> cartografía geomorfológica.....	215
<b>Figuras 3.26:</b> delimitación de los paleoglaciares sobre las morrenas, la topografía y el TIN.....	215
<b>Figuras 3.27:</b> bandas altitudinales de los paleoglaciares sobre las morrenas, la paleotopografía y el TIN.....	215



<b>Figura 3.28:</b> parámetros implicados en el cálculo de las paleoELAs por el método MELM.....	216
<b>Figura 3.29:</b> parámetros implicados en el cálculo de las paleoELAs por el método THAR.....	218
<b>Figura 3.30:</b> hoja de cálculo programada para estimar el valor de las paleoELAs por el método THAR.....	219
<b>Figura 3.31:</b> parámetros implicados en el cálculo de las paleoELAs por el método AAR....	220
<b>Figura 3.32:</b> hoja de cálculo programada para estimar paleoELAs por el método AAR.....	221
<b>Figura 3.33:</b> hoja de cálculo programada para calcular los promedios de las paleoELAs AAR1, AAR2 y AAR3 y su desnivel con respecto a las paleoELAs AABR.....	222
<b>Figura 3.34:</b> panorámica de la vertiente meridional del Nevado Coropuna desde el SO.....	224
<b>Figura 3.35:</b> vista aérea oblicua del Nevado Coropuna desde el NO.....	224
<b>Figura 3.36:</b> vista aérea oblicua del sector septentrional del Nevado Coropuna desde el NE.....	225
<b>Figura 3.37:</b> vertiente septentrional del sector oriental del Nevado Coropuna vista desde el altiplano.....	225
<b>Figura 3.38:</b> delimitación del sistema glaciar el 15 de julio de 1955.....	226
<b>Figura 3.39:</b> delimitación del sistema glaciar el 21 de octubre de 1986.....	226
<b>Figura 3.40:</b> delimitación del sistema glaciar el 21 de noviembre de 2007.....	227
<b>Figura 3.41:</b> delimitación del sistema glaciar en 1955, 1986 y 2007.....	227
<b>Figura 3.42:</b> modelo espacial de la ELA AA del sistema glaciar en 1955.....	228
<b>Figura 3.43:</b> modelo espacial de la ELA AA del sistema glaciar en 1986.....	229
<b>Figura 3.44:</b> modelo espacial de la ELA AA del sistema glaciar en 2007.....	229
<b>Figura 3.45:</b> cartografía geomorfológica del sector NE del sistema glaciar del Nevado Coropuna.....	230
<b>Figura 3.46:</b> panorámica de la cabecera de la quebrada Santiago.....	231
<b>Figura 3.47:</b> panorámica de la cabecera de la quebrada Santiago.....	231
<b>Figura 3.48:</b> superficies de los glaciares del sector NE en la Pequeña Edad del Hielo, 1955, 1986 y 2007.....	232

<b>Figura 3.49:</b> reconstrucción de las paleoELAs del sector NE durante la Pequeña Edad del Hielo.....	233
<b>Figura 3.50:</b> reconstrucción de las ELAs del sector NE en 1955.....	233
<b>Figura 3.51:</b> reconstrucción de las ELAs del sector NE en 1986.....	234
<b>Figura 3.52:</b> reconstrucción de las ELAs del sector NE en 2007.....	234
<b>Figura 3.53:</b> mapas de las superficies y las ELAs del sector NE del sistema glaciar.....	235
<b>Figura 3.54:</b> cartografía geomorfológica del sector SE del sistema glaciar del Nevado Coropuna.....	236
<b>Figura 3.55:</b> vista aérea oblicua del sector SE del sistema glaciar.....	237
<b>Figura 3.56:</b> panorámica de la vertiente septentrional del sistema glaciar desde la quebrada Cospanja.....	237
<b>Figura 3.57:</b> panorámica de la vertiente septentrional del sistema glaciar desde la fuente termal de Antauro.....	237
<b>Figura 3.58:</b> superficies de los glaciares del sector SE en la Pequeña Edad del Hielo, 1955, 1986 y 2007.....	238
<b>Figura 3.59:</b> reconstrucción de las paleoELAs del sector SE durante la Pequeña Edad del Hielo.....	239
<b>Figura 3.60:</b> reconstrucción de las ELAs del sector SE en 1955.....	240
<b>Figura 3.61:</b> reconstrucción de las ELAs del sector SE en 1986.....	241
<b>Figura 3.62:</b> reconstrucción de las ELAs del sector SE en 2007.....	242
<b>Figura 3.63:</b> mapas de las superficies y las ELAs del sector SE del sistema glaciar.....	243
<b>Figura 3.64:</b> cartografía geomorfológica del sector NE del Nevado Coropuna.....	244
<b>Figura 3.65:</b> superficies de los paleoglaciares del sector NE durante el Último Máximo Glacial Regional.....	246
<b>Figura 3.66:</b> reconstrucción de las paleoELAs del sector NE durante el Último Máximo Glacial Regional.....	246
<b>Figura 3.67:</b> delimitación de los paleoglaciares y las paleoELAs del sector NE durante el Último Máximo Glacial Regional.....	247
<b>Figura 3.68:</b> paleoELAs MELM del sector NE durante el Último Máximo Glacial Regional.....	248

<b>Figura 3.69:</b> representación de las altitudes máximas de las morrenas laterales y paleoELAs MELM en el sector NE durante el Último Máximo Glacial Regional.....	248
<b>Figura 3.70:</b> estimaciones de las paleoELAs de los paleoglaciares del sector NE durante el Último Máximo Glacial Regional por el método THAR.....	249
<b>Figura 3.71:</b> reconstrucciones de las paleoELAs de los paleoglaciares del sector NE durante el Último Máximo Glacial Regional por el método THAR.....	250
<b>Figura 3.72:</b> cartografía geomorfológica del sector SE del Nevado Coropuna.....	251
<b>Figura 3.73:</b> superficies de los paleoglaciares del sector SE durante el Último Máximo Glacial Regional.....	252
<b>Figura 3.74:</b> reconstrucción de la paleoELA del sector SE durante el Último Máximo Glacial Regional.....	252
<b>Figura 3.75:</b> delimitación de los paleoglaciares y las paleoELAs del sector SE durante el Último Máximo Glacial Regional.....	253
<b>Figura 3.76:</b> paleoELAs MELM del sector SE durante el Último Máximo Glacial Regional.....	254
<b>Figura 3.77:</b> representación de las altitudes máximas de las morrenas laterales y paleoELAs MELM en el sector SE durante el Último Máximo Glacial Regional.....	254
<b>Figura 3.78:</b> estimaciones de las paleoELAs de los paleoglaciares del sector SE durante el Último Máximo Glacial Regional por el método THAR.....	255
<b>Figura 3.79:</b> reconstrucciones de las paleoELAs de los paleoglaciares del sector SE el Último Máximo Glacial Regional por el método THAR.....	256
<b>Figura 3.80:</b> resultados de la medida de las superficies de las masas de hielo en las fases analizadas.....	257
<b>Figura 3.81:</b> variación de las superficies de los sectores NE y SE del sistema glaciar en las fases analizadas.....	257
<b>Figura 3.82:</b> resumen de las ELAs y la magnitud de su depresión en todas las fases.....	258
<b>Figura 3.83:</b> evolución de las reconstrucciones de las ELAs.....	258
<b>Figura 3.84:</b> evolución de la depresión de las ELAs.....	258
<b>Figura 3.85:</b> tasas de deglaciación y pronósticos de futuro del sistema glaciar basados en las superficies.....	259
<b>Figura 3.86:</b> tasas de deglaciación y pronósticos de futuro del sistema glaciar basados en las ELAs.....	259
<b>Figura 3.87:</b> pronósticos sobre la evolución de los glaciares de los sectores NE y SE.....	260



<b>Figura 3.88:</b> pronósticos de desaparición de los glaciares del sector NE basados en las ELAs.....	261
<b>Figura 3.89:</b> pronósticos de desaparición de los glaciares del sector SE basados en las ELAs.....	262
<b>Figura 3.90:</b> delimitación del sistema glaciar en 1955, en este trabajo y en Ames et al (1988).....	264
<b>Figura 3.91:</b> delimitación de los glaciares del Nevado Coropuna en 1955 publicada por Ames et al (1988) (Ames et al., 1988) sobre la ortofoto de ese mismo año.....	265
<b>Figura 3.92:</b> delimitación del sistema glaciar del Nevado Coropuna en 1955, elaborada en el marco de este trabajo, sobre el mapa de Núñez & Valenzuela (2001).....	266
<b>Figura 3.93:</b> delimitación del sistema glaciar en 1986, elaborada en este trabajo, sobre la reclasificación de la cubierta nival de Silverio (2004) y una imagen del satélite LANDSAT 5.....	267
<b>Figura 3.94:</b> superficies de los glaciares del Nevado Coropuna en cinco fechas distintas (Silverio, 2004), con indicación de las bases y métodos empleados y los errores cometidos en su determinación.....	269
<b>Figura 3.95:</b> pérdidas de superficie y tasas anuales de deglaciación de los glaciares del Nevado Coropuna en los cuatro periodos comprendidos entre las fechas analizadas por Silverio (2004).....	269
<b>Figura 3.96:</b> imágenes del satélite LANDSAT 5 utilizadas por Silverio et al (2004) y Núñez & Valenzuela (2001) para delimitar los glaciares del Nevado Coropuna.....	271
<b>Figura 3.97:</b> precipitación mensual registrada 1975 y 2003 en Salamanca, Pampacolca, Chuquibamba y Andahua, localidades situadas respectivamente al Oeste, al SO, al Sur y al NE del complejo volcánico Nevado Coropuna.....	272
<b>Figura 3.98:</b> imágenes de los satélites LANDSAT 2 (1975) y LANDSAT 5 (2003), empleadas por Silverio et al (2004) para delimitar las masas de hielo en esas fechas.....	273
<b>Figura 3.99:</b> delimitación de los glaciares del Nevado Coropuna publicada en Racoviteanu et al (2007).....	274
<b>Figura 3.100:</b> áreas incorrectamente clasificadas por Racoviteanu (2004) y Racoviteanu et al. (2007) como parte de los glaciares del Nevado Coropuna, señaladas en la figura 3.99.....	275
<b>Figura 3.101:</b> pronósticos sobre la evolución de los glaciares de los sector NE y SE basados en las tendencias de las superficies.....	278
<b>Figura 3.102:</b> panorámica del glaciar Buena Vista Este 4, con indicación de la cabecera y el frente de la masa de hielo.....	280

<b>Figura 3.103:</b> número de aparatos y superficie total ocupada por los glaciares en 18 cordilleras de Perú, según el inventario de Ames et al (1988).....	281
<b>Figura 3.104:</b> superficie de los glaciares de veinte cordilleras de Perú.....	282
<b>Figura 3.105:</b> relación de los glaciares de mayor tamaño de Perú.....	282
<b>Figura 3.106:</b> comparación de las estimaciones de las ELAs actuales realizadas en los Andes Centrales y las reconstrucciones elaboradas en el presente trabajo de investigación para el Nevado Coropuna.....	287
<b>Figura 3.107:</b> pronósticos sobre la evolución de los glaciares de los sector NE y SE basados en las tendencias de las ELAs.....	288
<b>Figura 3.108:</b> hielo enterrado en la ladera oriental del glaciar Queñua Ranra 2. Fotografía realizada por Gonzalo Sanjunabenito, biólogo de Guías de Espeleología y Montaña.....	290
<b>Figura 3.109:</b> panorámica del glaciar Queñua Ranra 2 desde las morrenas de la Pequeña Edad del Hielo.....	291
<b>Figura 3.110:</b> comparación de los pronósticos elaborados para los glaciares de los sectores NE y SE utilizando como geoindicadores las tendencias de sus superficies y sus ELAs.....	292
<b>Figura 3.111:</b> cabeceras de los valles glaciares de las quebradas Cuncaicha-Pomullca, Pomullca-Huajra Huire, en el sector NE, y Cospanja, Viques y Yanaorco, en el sector SE del complejo volcánico Nevado Coropuna.....	295
<b>Figura 3.112:</b> morrenas de la quebrada Santiago vistas desde el altiplano.....	295
<b>Figura 3.113:</b> panorámica de las artesas glaciares de Cuancaicha Pomullca y Pomullca-Huajra Huire desde las morrenas que las separan.....	295
<b>Figura 3.114:</b> modelo tridimensional de la vertiente septentrional del complejo volcánico Nevado Coropuna.....	296
<b>Figura 3.115:</b> panorámica del Cerro Pumarranra desde el sector inferior de la quebrada Queñua Ranra.....	297
<b>Figura 3.116:</b> panorámica de la quebrada Queñua Ranra desde la parte superior del valle glaciar.....	297
<b>Figura 3.117:</b> morrenas depositadas por el paleoglaciar Yanaorco durante el Último Máximo Glacial Regional.....	298
<b>Figura 3.118:</b> morrenas generadas por el paleoglaciar Viques durante el Último Máximo Glacial Regional.....	298
<b>Figura 3.119:</b> panorámica del valle glaciar de la quebrada Cospanja desde su morena oriental.....	299
<b>Figura 3.120:</b> valle glaciar de la quebrada Buena Vista Este.....	299

<b>Figuras 3.121:</b> valle glaciar de la quebrada Buena Vista Oeste.....	299
<b>Figuras 3.122:</b> valle glaciar de la quebrada Huasi.....	299
<b>Figura 3.123:</b> cartografía de las formas morrénicas emplazadas sobre los planezes del sector SE y esquema de los flujos de los paleoglaciares que las depositaron.....	300
<b>Figura 3.124:</b> cordones morrénicos laterales señalados con el número 1 en la figura 3.123, correspondientes al Último Máximo Glacial Regional y a una fase de avance anterior.....	300
<b>Figura 3.125:</b> escarpes del límite NE del planeze comprendido por las quebradas Cospanja y Viques vistos desde el fondo del primero de esos valles. Los escarpes se han señalado con el número 3 en la figura 3.123.....	301
<b>Figuras 3.126:</b> cordón morrénico de la quebrada Cospanja, señalado con el número 2 en la figura 3.123 y atribuido al Último Máximo Glacial Regional. Fotografía realizada desde la morrena lateral depositada por una fase de avance anterior de las masas de hielo en el planeze situado entre las quebradas Cospanja-Viques.....	301
<b>Figura 3.127:</b> comparación de las reconstrucciones de las paleoELAs de los sectores NE y SE.....	303
<b>Figura 3.128:</b> comparación de las reconstrucciones de las paleoELAs del Último Máximo Glacial Regional en los Andes Centrales y las reconstrucciones elaboradas en el presente trabajo de investigación para el Nevado Coropuna.....	304
<b>Figura 3.129:</b> depresión de las paleoELAs durante el Último Máximo Glacial Regional....	307
 <b>CAPÍTULO 4</b>	
<b>Figura 4.1:</b> descripción de la metodología de trabajo aplicada en la cuarta etapa de la investigación.....	317
<b>Figura 4.2:</b> modelo tridimensional del sector oriental del Nevado Coropuna con indicación de la localización de las estaciones de la quebrada Queñua Ranra.....	318
<b>Figura 4.3:</b> <i>data logger</i> HOBO UA-002-64.....	319
<b>Figura 4.4:</b> precisión y la resolución de los registros.....	319
<b>Figura 4.5:</b> protección del sensor 21.....	320
<b>Figura 4.6:</b> protección del sensor 22.....	320
<b>Figura 4.7:</b> descripción de las estaciones.....	321
<b>Figura 4.8:</b> localización de la estación 1 (4886 m), en el talud de derrubios del frente de la colada de lava holocena que rellena parcialmente el interior de la quebrada Queñua Ranra.....	322



<b>Figura 4.9:</b> sensor 11, colocado en la estación 1 para medir la temperatura del aire.....	322
<b>Figura 4.10:</b> enterramiento del tubo de PVC de la estación 1, que contiene los sensores programados para registrar la temperatura del suelo (11 y 12).....	322
<b>Figura 4.11:</b> vista de la estación 2 (5564 m), en la ladera occidental de la colada de lava holocena de la quebrada Queñua Ranra (figura 4.8). Fotografía realizada por Pablo Masías, geoquímico de INGEMMET.....	323
<b>Figura 4.12:</b> sensor 21, instalado en la estación 2 para registrar la temperatura del aire.....	323
<b>Figura 4.13:</b> sensor 22, instalado en la estación 2 para medir la temperatura del suelo.....	323
<b>Figura 4.14:</b> localización de las estaciones 3 (5694 m) y 4 (5822 m) en la morrena depositada por el paleoglaciador Queñua Ranra 3 durante la Pequeña Edad del Hielo en la cabecera de la colada de lava holocena de esa quebrada (figura 4.8). Fotografía realizada por Pablo Masías, geoquímico de INGEMMET.....	324
<b>Figura 4.15:</b> situación de los sensores colocados en la estación 3 para medir la temperatura del aire (31) y el suelo (32).....	324
<b>Figura 4.16:</b> localización del sensor instalado en la estación 4 (5822 m) para registrar la temperatura del aire (41). El termómetro se colocó en el interior de una grieta que se abre en el bloque que aparece en la fotografía, la única posición estable que se encontró en ese lugar. Fotografía realizada por Pablo Masías, geoquímico de INGEMMET.....	325
<b>Figura 4.17:</b> panorámica de la quebrada Queñua Ranra desde la estación 4. En la parte derecha de la fotografía aparece el glaciador Queñua Ranra 3, y delante suyo el arco morrénico frontal de la Pequeña Edad del Hielo y la colada de lava holocena sobre la que se depositó.....	325
<b>Figura 4.18:</b> localización de la estación pluviométrica de referencia.....	327
<b>Figura 4.19:</b> hoja de cálculo programada para reconstruir el balance de masa de los glaciares actuales.....	333
<b>Figura 4.20:</b> hoja de cálculo para analizar los resultados de los forzamientos del modelo del balance de masa de los glaciares actuales.....	336
<b>Figura 4.21:</b> evolución de la temperatura diaria del aire durante el periodo analizado.....	338
<b>Figura 4.22:</b> evolución de la temperatura diaria del suelo durante el periodo analizado.....	340
<b>Figura 4.23:</b> estadísticas anuales de las temperaturas del aire y el suelo.....	342
<b>Figura 4.24:</b> estadísticas mensuales de las temperaturas del aire.....	344
<b>Figura 4.25:</b> estadísticas mensuales de las temperaturas del suelo.....	345
<b>Figura 4.26:</b> evolución de la temperatura mensual del aire durante el periodo analizado.....	346

<b>Figura 4.27:</b> evolución de la temperatura mensual del suelo durante el periodo analizado..	346
<b>Figura 4.28:</b> número mensual de días durante los que las temperaturas del aire y el suelo propiciaron condiciones de congelación permanente, ausencia absoluta de los procesos de congelación o ciclos de congelación y deshielo.....	347
<b>Figura 4.29:</b> distribución mensual del número de días sin helada, con ciclos de congelación y deshielo o con congelación permanente. Las áreas rayadas representan los meses durante los que sucedieron días con ciclos de congelación y deshielo y días sin helada o con congelación permanente.....	348
<b>Figura 4.30:</b> gradientes verticales de la temperatura del aire y estimaciones de su depresión en las fechas y fases analizadas.....	350
<b>Figura 4.31:</b> gradientes verticales de la temperatura del suelo y estimaciones de su depresión en las fechas y fases analizadas.....	351
<b>Figura 4.32:</b> series de precipitación (1965-2003) y temperatura (2002-2003) registradas en Andahua.....	352
<b>Figura 4.33:</b> diagramas bioclimáticos de la estación de Andahua.....	353
<b>Figura 4.34:</b> isotermas e isoyetas que representan la distribución altitudinal actual de las temperaturas del aire y el suelo y la precipitación.....	355
<b>Figura 4.35:</b> modelo de la distribución actual de la temperatura media anual del aire.....	356
<b>Figura 4.36:</b> modelo de la distribución actual de la temperatura media anual del suelo.....	357
<b>Figura 4.37:</b> modelo de la distribución actual de la precipitación total anual.....	358
<b>Figura 4.38:</b> perfil vertical del modelo del balance de masa de los glaciares actuales.....	359
<b>Figura 4.39:</b> perfil vertical del modelo del balance de masa de los paleoglaciares en la PEH.....	360
<b>Figura 4.40:</b> perfil vertical del modelo del balance de masa de los paleoglaciares durante el RLGM.....	361
<b>Figura 4.41:</b> modelo de la distribución de la paleotemperatura media anual del aire durante la PEH.....	362
<b>Figura 4.42:</b> modelo de la distribución de la paleoprecipitación total anual durante la PEH.....	363
<b>Figura 4.43:</b> modelo de la distribución de la paleotemperatura media anual del aire durante el RLGM.....	364
<b>Figura 4.44:</b> modelo de la distribución de la paleoprecipitación total anual durante el RLGM. ....	365

<b>Figura 4.45:</b> resultados de los forzamientos del modelo del balance de masa de los glaciares actuales.....	366
<b>Figura 4.46:</b> promedios mensuales más elevados y más reducidos de las temperaturas medias mensuales, amplitudes térmicas anuales y diarias y diferencias entre ambas amplitudes.....	369
<b>Figura 4.47:</b> evolución de las temperaturas medias del aire y el suelo durante el periodo analizado.....	371
<b>Figura 4.48:</b> evolución de las temperaturas medias del suelo en las cuatro estaciones desde el 1 de octubre de 2007 hasta el 1 de enero de 2008.....	372
<b>Figura 4.49:</b> análisis de la distribución de los registros de la temperatura del suelo que superaron los promedios anuales de las temperaturas máximas y mínimas diarias.....	373
<b>Figura 4.50:</b> temperaturas medias anuales del aire y el suelo en el Nevado Coropuna, el Chachani y el Misti durante el periodo analizado, con indicación de la denominación y la altitud de las estaciones.....	374
<b>Figura 4.51:</b> localización de las tres estaciones instaladas en la vertiente septentrional del Misti (M1, M2 y M3) y en el flanco suroriental del Chachani (CH1, CH2 y CH3).....	374
<b>Figura 4.52:</b> panorámica del Misti desde la estación Chachani 3. Fotografía realizada por Gonzalo Sanjuanbenito, biólogo de Guías de Espeleología y Montaña.....	375
<b>Figura 4.53:</b> distribución altitudinal de la temperatura del aire en el Nevado Coropuna, el Chachani y el Misti.....	375
<b>Figura 4.54:</b> temperatura media diaria del suelo en las estaciones Coropuna 3 y Misti 2.....	376
<b>Figura 4.55:</b> temperatura media diaria del suelo en las estaciones Coropuna 1, Misti 1 y Chachani.....	376
<b>Figura 4.56:</b> fondo de valle de la quebrada Queñua Ranra cerca de la estación 1 (4886 m), donde el calor geotérmico anula cualquier posibilidad de que se desarrollen procesos periglaciares.....	379
<b>Figura 4.57:</b> suelo ordenado en un depósito de la vertiente occidental de la quebrada Queñua Ranra. La estación 2 (5564 m) se encuentra cerca de esa posición, en la base de la colada de lava que rellena el fondo del valle, de la que sólo alcanza a verse su parte superior, en la esquina superior derecha de la fotografía.....	379
<b>Figura 4.58:</b> área de <i>thufur</i> en el sector inferior de la quebrada Santiago. Su presencia demuestra el desarrollo de ciclos de congelación y deshielo en el interior del suelo, en una altitud similar a la de la estación 1 de Queñua Ranra (4886 m), donde el calor geotérmico impide el desarrollo de procesos de este tipo.....	379
<b>Figura 4.59:</b> gradientes térmicos verticales en la atmósfera libre (Rex, 1969) .....	381



<b>Figura 4.60:</b> gradientes térmicos verticales deducidos de los registros de los sensores de las estaciones emplazadas en el Nevado Coropuna y el Misti durante el periodo de referencia (12-09-2007/11-09-2008).....	383
<b>Figura 4.61:</b> perfiles verticales de los modelos del balance de masa de los glaciares actuales y los paleoglaciares durante la Pequeña Edad del Hielo y el Último Máximo Glacial Regional.....	384
<b>Figura 4.62:</b> panorámica de las cabeceras de las quebradas Santiago y Queñua Ranra, con indicación de los aparatos glaciares que se diferenciaron en la tercera etapa de la investigación.....	385
<b>Figura 4.63:</b> panorámica frontal de los glaciares Queñua Ranra 1, Santiago 2 y Santiago 1.....	385
<b>Figura 4.64:</b> localización de los <i>proxys</i> paleoclimáticos de la Pequeña Edad del Hielo.....	387
<b>Figura 4.65:</b> cronograma de los <i>proxys</i> paleoclimáticos de la Pequeña Edad del Hielo.....	387
<b>Figura 4.66:</b> desviaciones del promedio de la acumulación por década del glaciar Quelccaya con respecto a la media del periodo 470-1984 (en m de agua equivalente). Elaboración propia a partir de la base de datos original (Thompson, 1992). Fuente: <a href="http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/paleo.html">http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/paleo.html</a> .....	388
<b>Figura 4.67:</b> diagramas bioclimáticos correspondientes al presente y a la Pequeña Edad del Hielo, en el nivel de la estación 1 de la quebrada Queñua Ranra (cuadrante NE del Nevado Coropuna).....	393
<b>Figura 4.68:</b> conjunto de arcos morrénicos frontales de la Pequeña Edad del Hielo del glaciar Charquini Sur, en la Cordillera Real de Bolivia, con indicación de las fechas obtenidas por liquenometría (Jomelli et al., 2009).....	395
<b>Figura 4.69:</b> panorámica de la cabecera de la quebrada de Queñua Ranra desde la parte media del valle, en la que se han señalado los arcos morrénicos frontales correspondientes a la Pequeña Edad del Hielo.....	395
<b>Figura 4.70:</b> arco morrénico frontal de la Pequeña Edad del Hielo del glaciar Queñua Ranra 3.....	395
<b>Figura 4.71:</b> representación gráfica de la depresión de la temperatura y el incremento de la precipitación durante el Último Máximo Glacial Regional en el nivel altitudinal de la estación 3 (5694 m).....	396
<b>Figura 4.72:</b> diagramas bioclimáticos correspondientes al nivel altitudinal de la estación 1 (4886 m), en el presente y durante el Último Máximo Glacial Regional.....	397
<b>Figura 4.73:</b> estimaciones de los cambios en la paleotemperatura y la paleoprecipitación durante el Último Máximo Glacial.....	406
<b>Figura 4.74:</b> localización de los trabajos que sugieren un enfriamiento $>5^{\circ}\text{C}$ , incluyendo el Nevado Coropuna.....	407

<b>Figura 4.75:</b> forzamientos del modelo del balance de masa de los glaciares actuales que generaron niveles críticos de la ELA climática, superando el límite superior de cada glaciar.....	408
<b>Figura 4.76:</b> evolución de las emisiones de gases de efecto invernadero durante el siglo XXI (IPCC, 2007).....	410
<b>Figura 4.77:</b> estimaciones óptimas y probables del aumento de la temperatura del aire a nivel de la superficie elaboradas por el IPCC en siete escenarios de emisión de gases de efecto invernadero.....	411
<b>Figura 4.78:</b> previsiones del calentamiento global durante el siglo XXI en los escenarios de emisión de gases de efecto invernadero (IPCC, 2007).....	411
<b>Figura 4.79:</b> incrementos de las temperaturas que elevaron la ELA climática sobre el límite superior de los glaciares y previsiones del calentamiento global en la última década del siglo XXI.....	412
<b>Figura 4.80:</b> simulación del calentamiento de la troposfera sobre la cordillera panamericana, con indicación de la latitud del Nevado Coropuna. Modificado de Bradley et al (2004).....	414
<b>Figura 4.81:</b> simulación de los incrementos del promedio anual de la temperatura en el perfil vertical de la troposfera que se encuentra sobre la cordillera panamericana (Bradley et al., 2006; Vuille et al., 2008), con indicación de la latitud del complejo volcánico Nevado Coropuna.....	415
<b>Figura 4.82:</b> caracterización de los glaciares del sector NE del Nevado Coropuna y pronósticos sobre su evolución en el futuro deducidas de los forzamientos del modelo del balance de masa y las tendencias observadas en las superficies y las ELAs.....	416

## CAPÍTULO 5

<b>Figura 5.1:</b> factores a, b, c y d de la ecuación del factor de escala, enumerados en intervalos de 10° de latitud.....	431
<b>Figura 5.2:</b> resumen de las reacciones nucleares que activan la producción de algunos tipos de cosmonucleidos y sus tasas correspondientes, determinadas experimentalmente.....	431
<b>Figura 5.3:</b> intensidad e intensidad integrada del campo geomagnético durante los últimos 80 ka.....	433
<b>Figura 5.4:</b> tipos de reacciones nucleares que activan la producción de cloro-36, berilio-10, aluminio-26 y helio-3, con indicación de la probabilidad de que sucedan (%).....	434
<b>Figura 5.5:</b> tipos de reacciones nucleares activadas por la radiación cósmica que producen cloro-36.....	434
<b>Figura 5.6:</b> acumulación de cosmonucleidos estables y radioactivos en una superficie expuesta permanentemente a la radiación cósmica durante 2 ka.....	437

<b>Figura 5.7:</b> diagrama de flujos describiendo en seis fases el procedimiento para establecer las edades de exposición.....	439
<b>Figura 5.8:</b> bloque morrénico en la quebrada Viques, en el cuadrante SE del Nevado Coropuna.....	441
<b>Figura 5.9:</b> umbral de salida de la laguna Pallarcocha, al Oeste del Nevado Coropuna.....	441
<b>Figura 5.10:</b> superficie de una colada de lava en Sacsay Huaman, en el valle alto del Colca. ....	441
<b>Figura 5.11:</b> huella de la extracción de la muestra en la superficie de un bloque morrénico.....	442
<b>Figura 5.12:</b> umbral rocoso con pulimento de origen glaciar en una lava del altiplano de Pata Pampa, al Este del complejo volcánico Ampato Sabancaya-Hualca Hualca.....	443
<b>Figura 5.13:</b> medición de los intervalos de declinación del horizonte con un clinómetro y una brújula.....	443
<b>Figura 5.14:</b> intervalos de declinación del horizonte y visuales lanzadas para su determinación.....	443
<b>Figura 5.15:</b> detalle de la superficie de una de las muestras, cubierta de líquenes.....	444
<b>Figura 5.16:</b> aspecto de la superficie de una de las muestras, antes y después de limpiarla de tierra y líquenes.....	445
<b>Figura 5.17:</b> relación de las muestras recogidas en el Nevado Coropuna y sus principales características.....	448
<b>Figura 5.18:</b> intervalos de declinación del horizonte medidos durante el trabajo de campo.....	450
<b>Figura 5.19:</b> localización y contexto geomorfológico de las muestras.....	451
<b>Figura 5.20:</b> vista aérea virtual del sector NE del Nevado Coropuna, con indicación de la localización de las muestras recogidas en esa parte del complejo volcánico (1-8, 17-19 y 31).....	452
<b>Figura 5.21:</b> vista aérea virtual del sector SE del Nevado Coropuna, en la que se ha señalado la ubicación de las muestras en esa parte del complejo volcánico (9-14, 20-24 y 30).....	453
<b>Figura 5.22:</b> vista aérea virtual del setor Oeste del Nevado Coropuna, en la que se han localizado las muestras procedentes de esa parte del complejo volcánico (16, 25-28 y 29).....	453
<b>Figura 5.23:</b> muestra 1 (5060 m). Bloque de la morrena lateral oriental de la quebrada Santiago.....	454



<b>Figura 5.24:</b> muestra 2 (5013 m). Bloque de la morrena lateral occidental de la quebrada Queñua Ranra.....	454
<b>Figura 5.25:</b> muestra 3 (4915 m). Bloque de la morrena lateral oriental de la quebrada Queñua Ranra.....	455
<b>Figura 5.26:</b> muestra 4 (5052 m). Bloque de la morrena oriental de la quebrada Cuncaicha-Pumullca.....	455
<b>Figura 5.27:</b> muestra 5 (4929 m). Bloque de la morrena oriental de la quebrada Pumullca-Huajra Huire.....	455
<b>Figura 5.28:</b> muestra 18 (4864 m). Bloque errático en el interior de la quebrada Queñua Ranra.....	456
<b>Figura 5.29:</b> tareas de extracción de la muestra 18, en la superficie del bloque errático que aparece en la fotografía de la figura 5.28.....	456
<b>Figura 5.30:</b> localización de la muestra 31, sobre el frente de la colada de lava de la quebrada Queñua Ranra.....	457
<b>Figura 5.31:</b> muestra 31 (4901 m). Brecha de la colada de lava de la quebrada Queñua Ranra, que aparece en la fotografía de la figura 5.30.....	457
<b>Figura 5.32:</b> panorámica del valle glaciar de Jellojello, con indicación de la localización de los bloques morrénicos de los que proceden las muestras recogidas en ese sector (muestras 6, 7 y 8).....	458
<b>Figura 5.33:</b> muestra 6 (4080 m). Bloque de un arco morrénico frontal de la quebrada Jellojello.....	458
<b>Figura 5.34:</b> muestra 7 (4384 m). Bloque de la morrena exterior septentrional de la quebrada Jellojello.....	459
<b>Figura 5.35:</b> muestra 8 (4300 m). Bloque de la morrena interior septentrional de la quebrada Jellojello. Fotografía realizada por Juan Carlos Gómez, ingeniero geólogo del Instituto Geofísico del Perú (IGP).....	459
<b>Figura 5.36:</b> muestra 17 (4850 m). Bloque morrénico de ablación en el altiplano de Pampa Pucaylla.....	460
<b>Figura 5.37:</b> muestra 19 (4914 m). Umbral rocoso con pulimento y estrías de origen glaciar en el altiplano de Pampa Pucaylla.....	460
<b>Figura 5.38:</b> muestra 9 (3985 m). Bloque de la morrena lateral oriental de la quebrada Yanaorco.....	461
<b>Figura 5.39:</b> muestra 10 (3935 m). Bloque de la morrena lateral oriental de la quebrada Viques.....	461

<b>Figura 5.40:</b> muestra 11 (3933 m). Bloque de la morrena lateral oriental de la quebrada Cospanja.....	462
<b>Figura 5.41:</b> muestra 12 (4308 m). Bloque de la morrena oriental de la quebrada Buena Vista Este.....	462
<b>Figura 5.42:</b> muestra 13 (4295 m). Bloque de la morrena oriental de la quebrada Buena Vista Oeste.....	463
<b>Figura 5.43:</b> muestra 14 (4553 m). Bloque de la morrena lateral oriental de la quebrada Huasi. Fotografía realizada por Teodomiro Rosas, arriero de Viraco.....	463
<b>Figura 5.44:</b> muestra 15 (4237 m). Bloque de una de las morrenas depositadas sobre el planezes que se encuentra entre las quebradas Cospanja y Viques.....	464
<b>Figura 5.45:</b> muestra 20 (4266 m). Superficie con pulimento y estrías de origen glaciar en el umbral de salida de la laguna Cara Cara, en la quebrada Cospanja.....	464
<b>Figura 5.46:</b> muestra 21 (4724 m). Lecho con pulimento y estrías de origen glaciar en la quebrada Cospanja.....	465
<b>Figura 5.47:</b> muestra 22 (4882 m). Umbral rocoso con pulimento y estrías de origen glaciar en la quebrada Cospanja.....	465
<b>Figura 5.48:</b> muestra 23 (4988 m). Umbral rocoso con pulimento y estrías de origen glaciar en la quebrada Cospanja.....	466
<b>Figura 5.49:</b> muestra 24 (5059 m). Umbral rocoso con pulimento y estrías de origen glaciar en la cabecera de la quebrada Cospanja.....	466
<b>Figura 5.50:</b> localización de la muestra 30, en la colada de lava holocena de la quebrada Cospanja.....	467
<b>Figura 5.51:</b> muestra 30 (4524 m). Brecha de la colada de lava holocena de la quebrada Cospanja.....	467
<b>Figura 5.52:</b> muestra 16 (4686 m). Bloque de la morrena lateral oriental de la quebrada Río Blanco.....	468
<b>Figura 5.53:</b> muestra 25 (4690 m). Umbral rocoso con pulimento y estrías de origen glaciar en la quebrada Río Blanco.....	468
<b>Figura 5.54:</b> muestra 26 (4891 m). Umbral rocoso con pulimento y estrías de origen glaciar en la quebrada Río Blanco, aguas arriba de la laguna Pallarcocha.....	469
<b>Figura 5.55:</b> muestra 27 (4971 m). Umbral rocoso con pulimento y estrías de origen glaciar en la cabecera de la quebrada Río Blanco, aguas arriba de la laguna Pallarcocha.....	469
<b>Figura 5.56:</b> muestra 28 (5059 m). Lecho rocoso con pulimento y estrías de origen glaciar en la cabecera de la quebrada Río Blanco.....	470

<b>Figura 5.57:</b> muestra 29 (4685 m). Brecha de la colada de lava del cerro Sepulturayoc.....	470
<b>Figura 5.58:</b> resumen de los resultados de los análisis realizados por los laboratorios.....	471
<b>Figura 5.59:</b> estimaciones preliminares de las edades de exposición a la radiación cósmica deducidas de los resultados actualmente disponibles de los análisis de las muestras recogidas en el complejo volcánico Nevado Coropuna.....	472
<b>Figura 5.60:</b> modelo tridimensional del complejo volcánico Nevado Coropuna visto desde el NE.....	474
<b>Figura 5.61:</b> evidencias geomorfológicas de la dinámica de los paleoglaciares en la quebrada JelloJello.....	478
<b>Figura 5.62:</b> vista tridimensional del sector SE del complejo volcánico Nevado Coropuna.....	480
<b>Figura 5.63:</b> modelo provisional de deglaciación de la quebrada Cospanja.....	484
<b>Figura 5.64:</b> mapa geomorfológico del Nevado Coropuna publicado por Bromley et al (2009).....	487
<b>Figura 5.65:</b> variación de la relación isotópica $\delta^{18}\text{O}$ desde hace 500 ka.....	489
<b>Figura 5.66:</b> evolución desde hace 40 ka de la paleotemperatura de la superficie del mar en las Islas Galápagos (Lea et al., 2006a; Lea et al., 2006b) y el porcentaje (%) de plancton criófilo en el Lago Titicaca (Fritz et al., 2007a; Fritz et al., 2007b).....	490
<b>Figura 5.67:</b> contextualización paleoclimática regional de las edades de exposición del Nevado Coropuna.....	493
<b>Figura 5.68:</b> áreas de alta montaña de los Andes Centrales donde se han establecido cronologías glaciales basadas en edades de exposición a la radiación cósmica.....	501
<b>Figura 5.69:</b> edades de exposición de la Cordillera Blanca (Farber et al., 2005).....	502
<b>Figura 5.70:</b> edades de exposición de la Cordillera Huayhuash (Hall et al., 2009).....	503
<b>Figura 5.71:</b> edades de exposición de la región de Junín (Smith et al., 2005).....	504
<b>Figura 5.72:</b> edades de exposición de los valles Milluni y Zongo (Smith et al., 2005).....	505
<b>Figura 5.73:</b> edades de exposición de los valles San Francisco, Río Suturi y Huama Loma (Zech et al., 2007).....	506
<b>Figura 5.74:</b> edades de exposición del estratovolcán Hualca Hualca y el altiplano de Pata Pampa (Alcalá et al., 2009).....	508



## CAPÍTULO 6

**Figura 6.1:** variables que caracterizan el impacto del cambio climático en los glaciares actuales y las condiciones paleoclimáticas deducidas de los modelos del balance de masa de los paleoglaciares.....532

**Figura 6.2:** localización de las estaciones termométricas del sector oriental del complejo volcánico Nevado Coropuna.....533



[joseubeda@ghis.ucm.es](mailto:joseubeda@ghis.ucm.es)

**Grupo de Investigación en  
Geografía Física de Alta Montaña  
BSCH/UCM 931562**



[ong.gem@gmail.com](mailto:ong.gem@gmail.com)